

**UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS**

**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

**E.A.P. DE INGENIERIA MECANICA DE FLUIDOS**

**Modelamiento de corrientes superficiales inducidas por  
viento y marea en la bahía Ferrol - Chimbote**

**TESIS**

**para optar el Título Profesional de Ingeniero Mecánico de Fluidos**

**AUTOR**

**Emanuel Jesús Guzmán Zorrilla**

**ASESOR**

**Víctor Yzocupe Curahua**

**Lima – Perú**

**2006**



..	1
<b>AGRADECIMIENTOS .</b>	<b>3</b>
<b>RESUMEN .</b>	<b>5</b>
<b>CAPÍTULO I: DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .</b>	<b>7</b>
1.1 Ubicación de la bahía Ferrol .	7
1.2 Geomorfología litoral .	9
1.3 Climatología de la bahía Ferrol .	13
1.4 Problemática actual .	13
<b>CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO .</b>	<b>15</b>
2.1 Introducción .	15
2.2 Ecuaciones básicas .	18
2.2.1 Ecuación de Continuidad . .	18
2.2.2 Ecuación de cantidad de movimiento: . .	19
2.2.3 Conservación de la temperatura potencial: . .	19
2.2.4 Conservación de la salinidad .	20
2.2.5 Ecuación de estado .	20
2.3 Ecuaciones en coordenadas sigma .	21
2.3.1 Ecuación de continuidad: .	22
2.3.2 Conservación del momento: .	22
2.3.3 Conservación de la temperatura potencial .	23
2.3.4 Conservación de la Salinidad .	23
2.4 Condiciones iniciales y de frontera . .	24
2.4.1 Condiciones Iniciales . .	24
2.4.2 Condiciones de Frontera .	25
2.5 Criterios de estabilidad .	29
2.6 Grilla “C” de Arakawa . .	31
<b>CAPÍTULO III:EFECTOS DEL VIENTO Y LA MAREA EN LA CIRCULACIÓN . .</b>	<b>37</b>

3.1 Viento . .	37
3.2 Mareas .	41
3.2.1 Mareas de sicigias .	42
3.2.2 Mareas de cuadratura . .	43
3.2.3 Método de los armónicos para la caracterización de la marea .	43
3.2.4 Corriente de marea . .	44
CAPÍTULO IV: DATOS RECOPIRADOS . .	45
4.1 BATIMETRÍA Y PERFIL COSTERO .	45
4.1.1 Batimetría .	46
4.1.2 Perfil costero . .	49
4.2 Viento . .	51
4.3 Mareas .	56
4.4 Corrientes .	59
CAPÍTULO V: APLICACIÓN DEL MODELO A LA BAHÍA FERROL . .	63
5.1 Procesamiento de la batimetría y perfil costero .	64
5.2 Simulación de las corrientes inducidas por el viento . .	65
5.3 Simulación de la corriente de marea . .	68
5.3.1 Escenario 01: Forzante de marea senoidal .	68
5.3.2 Escenario 02: Forzante de marea con los constituyentes armónicos .	77
5.4 Simulación de corrientes forzados con viento y marea .	86
5.5 Validación de los resultados .	96
5.5.1 Velocidad de corriente . .	96
5.5.2 Variación del nivel del mar .	98
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES . .	101
6.1 Conclusiones . .	101
6.2 Recomendaciones .	102
BIBLIOGRAFÍA .	105
Páginas web consultadas en el presente trabajo .	107
ANEXOS .	109







---

*A mi Señora Madre Elizabeth A mis hermanos Donny, Jhanny y Nicolás A ti también papá*



## AGRADECIMIENTOS

Antes de todo, agradezco a Dios por todo lo que me ha dado, por mi mamá, mis hermanos, la familia que tengo y mis verdaderos amigos. A mi señora madre, gracias a su esfuerzo de todos los días, hoy tengo lo que tengo y soy lo que soy; así como también a mis hermanos por aguantarme como soy. Al profesor Víctor Yzocupe Curahua por haber aceptado ser el asesor de este trabajo de tesis. A mi gordis Sonia, gracias por todo tu apoyo y sobre todo por tu alegría que hace que me contagie y vea las cosas de otra manera pensando en un futuro mejor...! Al Comandante Juvenal Ponce De León Novoa, gracias a Ud. me sumergí en este amplio e interesante mundo de los modelos numéricos, ya que me dio la oportunidad de iniciar mis prácticas con modelos numéricos en el año 2002. Al Comandante Hugo Montoro Cáceres, gracias por su confianza y siempre estar dispuesto a conversar. A mi amiga Mely (meliflua) por todo el apoyo, sus consejos, su buen humor y por ser una buena amiga. A mis amigos Julio Aquije y Enrique, aprendí mucho de Uds. sobre modelamiento numérico durante mi estadía en Río Grande y Sao Paulo. A mi amigo Alex, por todos sus consejos y palabras de aliento cuando quizás más lo necesitaba, gracias Alex and beatles for ever.....!!! Y aunque aparezcan al último no por ello quiere decir que son menos importantes, a mis tíos Salvador, Lucy, Chelita, Jhonny, Mary, Víctor, a mis abuelos Nicasio y Rogelia, a mis primos Ramesh, Ronald, Betty, Bryan y Jossiane, gracias por estar junto a mí cuando estuve solo sin mis hermanos y mis padres.



## RESUMEN

Se realizaron simulaciones numéricas del patrón de corrientes superficiales forzados por viento y marea en la bahía Ferrol – Chimbote, con el objetivo determinar la influencia de dichas forzantes, dando así un diagnóstico del patrón de corrientes que servirá como contribución a la evaluación de recambio de aguas y su influencia en el proceso de contaminación en la bahía. El modelo numérico empleado fue el Princeton Ocean Model, más conocido por la comunidad científica internacional como modelo POM. Las simulaciones realizadas fueron de carácter bidimensional, debido a que la bahía presenta características de aguas poco profundas, con una profundidad máxima de 30 metros dentro de la bahía. Se emplearon datos de batimetría y del perfil costero con alta resolución de las cartas de navegación de la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN), complementados con datos globales disponibles de bases de datos digitales (ETOPO2) e información de satélites. Para las simulaciones con viento, se empleó la climatología elaborada por el Internacional Research Institute (IRI). Para simular la corriente de marea, se empleó como forzante los principales constituyentes armónicos de marea obtenidos del modelo global TOPEX6.0, los cuales fueron comparados con las predicciones de marea publicadas en Internet por la DHN. Los resultados obtenidos, nos muestran la influencia del viento y la marea en la generación de corrientes, concluyendo que debido a la configuración morfológica de la bahía, la circulación que se presenta es muy lenta y que la marea ejerce mayor influencia en la circulación dentro de la bahía Ferrol, mientras que la influencia del viento es notoria fuera de la bahía.





# CAPÍTULO I: DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

## 1.1 Ubicación de la bahía Ferrol

La ciudad de Chimbote es la capital de la provincia del Santa y pertenece a la Sub Región Pacífico de la Región Chavín. Chimbote, llamada también “Bahía Ferrol” esta situado en la región Costa, que comprende desde el litoral hasta los 500 metros sobre el nivel del mar, al noroeste del país a 431 Km de Lima y a sólo 210 Km de Huaraz.

La Bahía Ferrol es una de las bahías más grandes del litoral peruano; se encuentra situada entre la coordenadas 09°04' y los 09°10' de latitud sur y 78°33' y 78°37' de longitud oeste; tiene un ancho y largo aproximado de 6.5 y 11.1 Km. respectivamente, y está delimitada por el norte con el Cerro Chimbote y por el lado sur por el cerro Península.

Sus límites geográficos son:

- Norte: Con el distrito de Coischo y Santa
- Sur: Con la bahía de Samanco
- Este : con Macate.

- Oeste : con el Océano Pacífico.

La bahía tiene una configuración muy particular, debido a que se encuentra semicerrada por las islas Ferrol del Norte, Ferrol del Medio y Ferrol del sur, las cuales originan tres canales de comunicación con el mar abierto, conocido como Bocana Grande, Chica y Mediana, de norte a sur respectivamente.

La onda de marea que se presenta en esta bahía es del tipo diurno, con una amplitud promedio de 0.7m y en sicigias alcanza un promedio del orden de 0.94m. El establecimiento del puerto es de 4 horas con 19 minutos. Los efectos de las corrientes son poco significativas [12].

En esta bahía se encuentran instalados aproximadamente 17 muelles que son utilizados principalmente para la descarga de embarcaciones pesqueras.

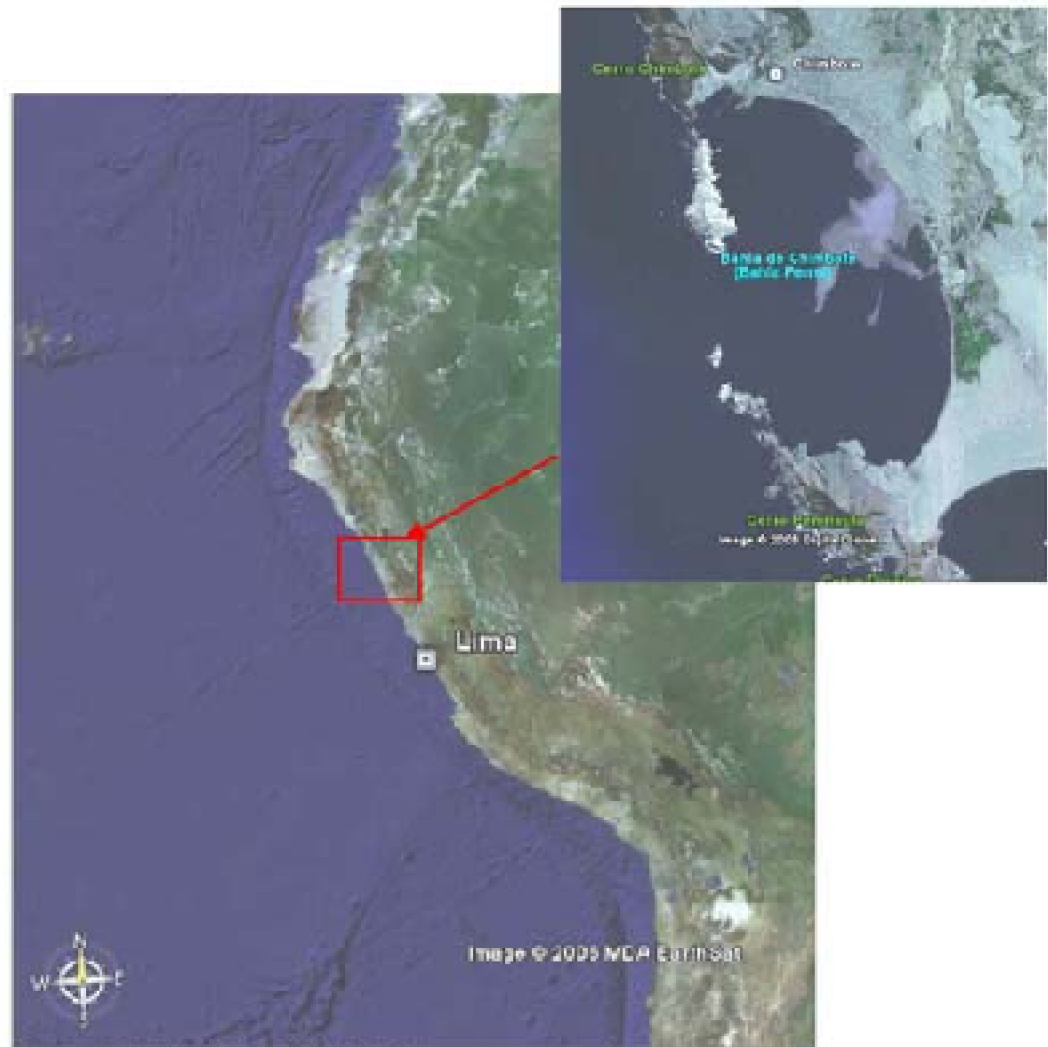
La ciudad de Chimbote se sitúa al extremo oriental de la bahía y se desarrolla desde el norte hacia el centro de la bahía, sobre un terreno totalmente árido y seco rodeado de cerros.

En el lado sur de la bahía desemboca el río Lacramarca, de régimen totalmente irregular, cuyo caudal depende de las precipitaciones en la sierra o de la presencia del fenómeno de “El Niño”. La descarga de este río tiene gran influencia en el transporte de sedimentos que se presenta en la bahía.

La ocupación principal de la población es la actividad pesquera industrial, por lo cual dentro de la bahía se observan las “chatas” utilizadas para el desembarque directo de pescado y la toma de agua. Además, es característica de la zona la instalación de boyas de amarraderos, muelles y emisores submarinos. Cabe destacar que el énfasis de la producción de esta zona, está en la elaboración de harina de pescado, muy por encima de los demás productos enlatados o congelados.

Las plantas para la industria harinera están dispuestas muy cerca de la línea de costa, debido a que reciben la materia prima (recursos hidrobiológicos) directamente desde la bodega de las embarcaciones a través de un sistema de bombeo. También, gran parte de la población son empleados de la planta siderúrgica de Chimbote y de la planta SIMA-Chimbote.

BAHÍA FERROL



*Fig. 1.1.- Ubicación del área de estudio*

## 1.2 Geomorfología litoral

### a) Lado norte de la bahía

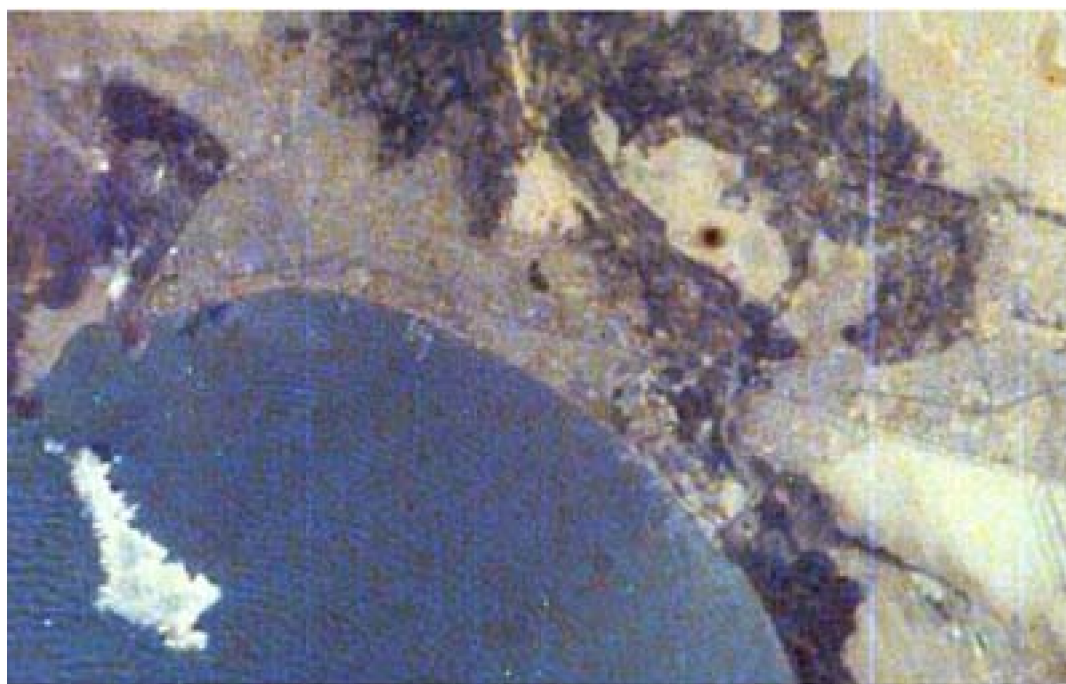
Desde la punta Chimbote hacia el sur, se abre la boca de la gran bahía Ferrol (ver figura 1.2). En la parte norte de la bahía se encuentra establecido el puerto de Chimbote, primer puerto pesquero del Perú. La punta Chimbote constituye el extremo norte de la bahía Ferrol, las faldas de este cerro están constituidas por varios picos, conocidos como La Barca, Los Tres Brincos, La Ballena, Los Compadres, Corralón Grande, Corraloncillo y El Peñón que es la última saliente antes de la Punta Chimbote.

El cerro Chimbote está constituido por 2 picos, de color oscuro y muy notables, el

que se encuentra más al sur tiene una altura de 579 msnm y es más agudo que el otro, que solo tiene 480 msnm.



*Fig. 1.2 (a).- Lado norte de la bahía Ferrol*



*Fig. 1.2(b).- Imagen de satélite de la parte norte de la bahía Ferrol. Fuente -NASA*

### b) Lado occidental de la bahía

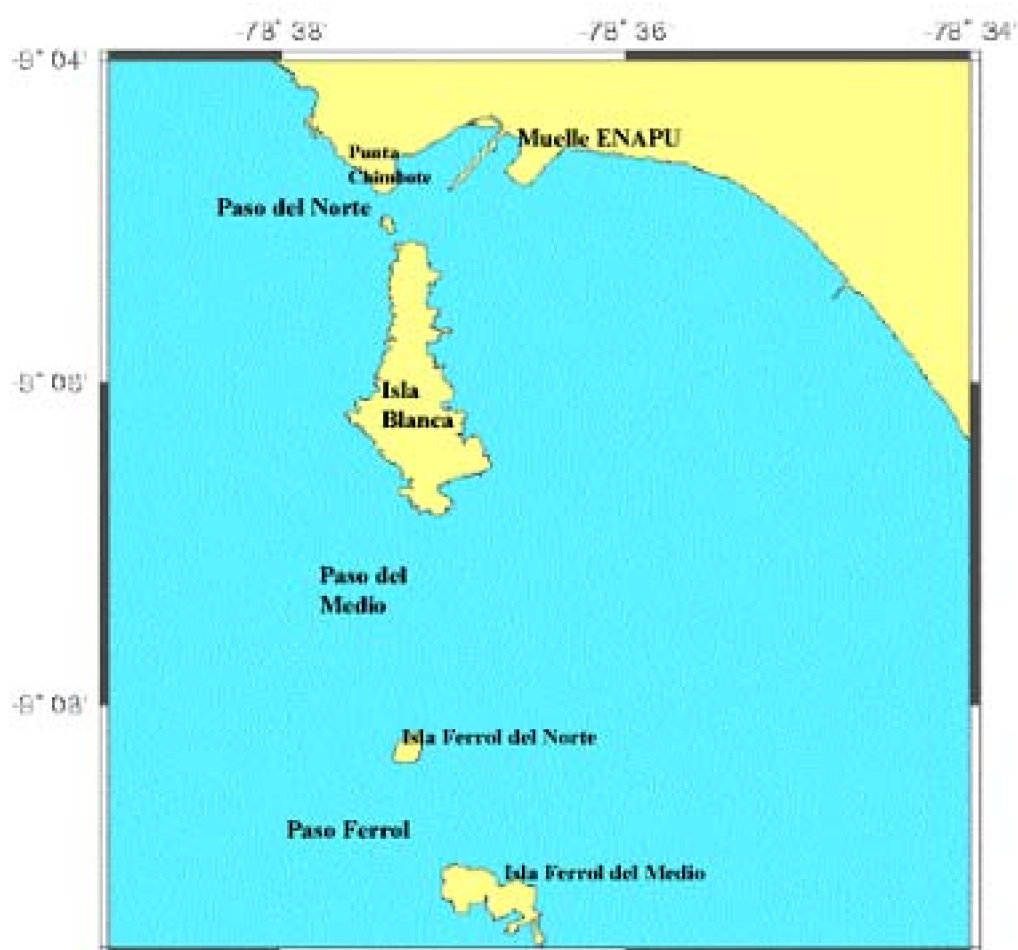
El lado oeste de esta bahía está delimitada por las islas Blanca, Ferrol del Norte Ferrol del Medio, Ferrol del Sur y a la vez estas islas dan origen a 3 canales de entrada a la bahía utilizadas por las embarcaciones que ingresan al puerto de Chimbote, dichos canales se denominan: El Paso del Norte , Paso del Medio y Paso Ferrol.

La Isla Blanca protege la parte norte de la Bahía Ferrol y el puerto de Chimbote, se encuentra separada de la Punta Chimbote por un canal de 600 m, al centro de la cual se encuentra el Islote Roca Blanca, que forma con la punta Chimbote el canal de entrada al puerto, llamado Paso del Norte, este canal de 200 m de ancho, es profundo y libre de peligros. La isla Blanca tiene 3200 m de largo y 920 m de ancho mayor; su cima mas alta tiene 204 m y su color es blanquecino debido al guano de las aves.

La Isla Ferrol del Norte situada a 1.5 millas al sur de la isla Blanca, forma el canal que se conoce con el nombre de Paso del Medio, donde existe un peligro para los navegantes debido a la presencia de un arrecife formado por un conjunto de bajos visibles donde rompe el mar.

La Isla Ferrol del Medio se encuentra hacia el sur de la Isla Ferrol del Norte separada por un canal de aproximadamente 700 m; este canal, denominado Paso del Ferrol, es de buena transparencia y profundo. Esta isla es de forma redondeada, su cima alcanza una altitud de 97 msnm y sus contornos son limpios. Por la extremidad Sureste a la Isla Ferrol del sur viene a formar un canal de 60 m de ancho que puede ser transitado por embarcaciones menores.

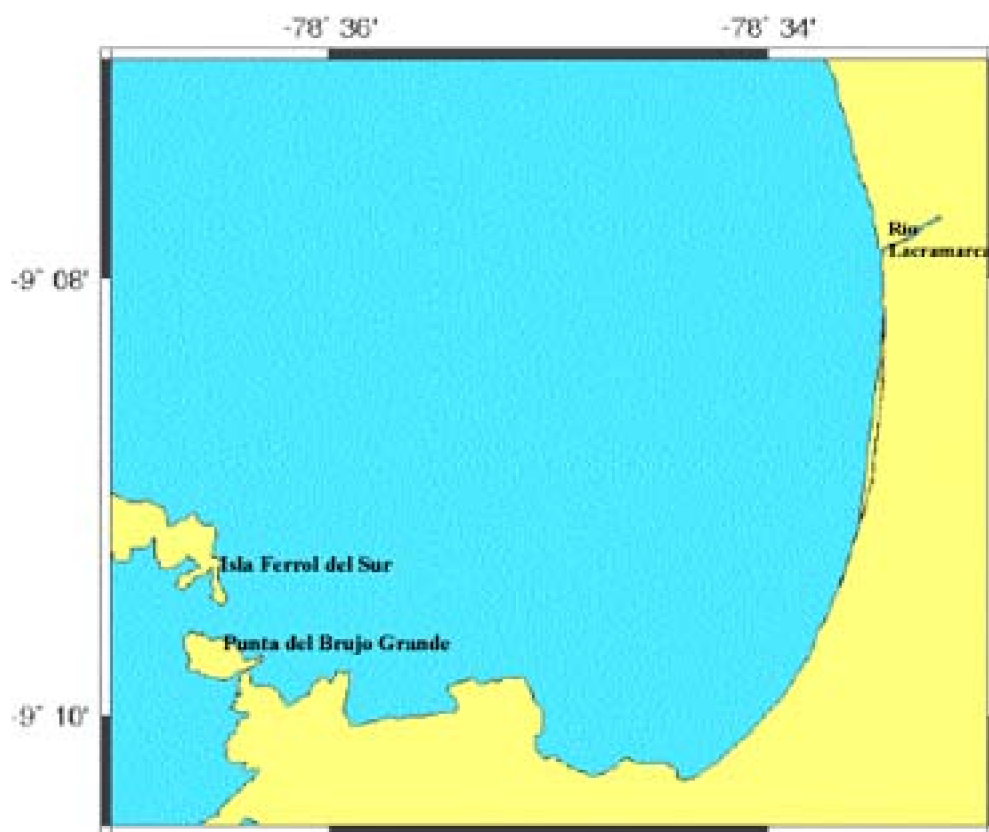
La Isla Ferrol del Sur se encuentra separada de la Isla Ferrol del Medio por un canal de 60 m por el lado norte. Por el lado sur se encuentra separado por un islote que tiene 123 m de altura, sale del extremo Noroeste del cerro de la Península, formándose un canal de 180 m de ancho por su parte mas estrecha y que puede ser transitado por embarcaciones menores.



*Fig. 1.3.- Lado occidental de la bahía*

**c) Lado Sur de la Bahía**

El extremo sur de la bahía Ferrol, termina en una larga playa de arena denominada Alconcillo; esta playa limita por el oeste con un conjunto rocoso que forma también por el lado oeste una pequeña ensenada de aproximadamente 1 Km de largo, llamada playa viento, el extremo más occidental de esta playa lo constituye la Punta Posada de los Loberos que forma a su vez al oeste y con la Punta Brujo Chico, la llamada Ensenada Lobos, debido a que existe una gran cantidad de estos animales en la zona. Al terminar esta ensenada, la costa se vuelve hacia el noroeste, formando una punta delgada y pronunciada, cuyo extremo lo constituye la Punta Brujo Grande.



*Fig. 1.4 .- Lado sur de la bahía*

### 1.3 Climatología de la bahía Ferrol

Debido a su ubicación en el trópico y la presencia de los andes, la zona costera en la que se ubica Chimbote, presenta un clima desértico, de precipitaciones casi nulas que se ajusta a los desiertos subtropicales.

La temperatura máxima del aire es de 32° en el verano y la mínima de 14° en el invierno; la humedad relativa máxima es de 92% y la mínima de 72%. Los vientos en la bahía son de tipo constante todo el año, con velocidades de entre 24 y 30 Km/hora y con dirección predominante del suroeste.

### 1.4 Problemática actual

La bahía Ferrol actualmente atraviesa por serios problemas de contaminación debido a las actividades de las industrias pesqueras, quienes vierten sus desechos o residuos industriales dentro de la bahía, alterando el ecosistema marino llevando al colapso de la bahía.

La carencia de una planificación para el ordenamiento territorial de la zona costera, donde diversos factores de índole normativo, institucionales y tecnológicos han contribuido al deterioro de la bahía, así como la falta de educación y concientización ambiental, no ha permitido una gestión integral para la solución de los diversos problemas ambientales; dentro de una estrategia de prevención, mitigación y recuperación de la bahía.

La bahía ha perdido todas sus cualidades naturales, algunas de las cuales resultaban singulares, como su paisaje, su playa, así como ser fuente de recursos hidrobiológicos y fuente de inspiración para muchas personas. Se ha perdido con ello también aspectos relacionados con la cultura local, lo que ha repercutido en una falta de identidad de la comunidad con lo que antes se constituyó en su símbolo.



*Fig. 1.5.- Imagen satelital de la bahía Ferrol, nótese la diferencia de colores de las aguas dentro de la bahía con respecto a las aguas fuera de ella como consecuencia de la contaminación que atraviesa actualmente. Fuente NASA*



# CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

## 2.1 Introducción

El modelo numérico empleado es el modelo numérico de la Universidad de Princeton, "Princeton Ocean Model", más conocido por la comunidad científica internacional como POM.

El POM es un modelo tridimensional de circulación oceánica basado en la integración numérica de las ecuaciones primitivas que rigen la dinámica de la circulación oceánica [16].

El modelo fue desarrollado por Alan Blumberg y George L. Mellor en la década de los 70 en el programa de ciencias atmosféricas del Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) de los Estados Unidos de Norteamérica.

El código fuente del modelo (programa principal y subrutinas) está escrito en lenguaje de programación FORTRAN 77 y se puede trabajar en varios sistemas operativos como UNIX, LINUX e inclusive en WINDOWS. En este trabajo, se trabajó en plataforma Linux – Debian para la realización de las simulaciones numéricas.

El modelo es de dominio público y su código fuente se encuentra disponible en la siguiente dirección web:

<http://www.aos.princeton.edu.WWWPUBLIC/htdocs.pom>

Hoy en día el modelo es usado por cerca de medio millar de investigadores en más de 35 países del mundo.

En su versión completa, el POM es un modelo tridimensional que integra las ecuaciones primitivas mediante métodos de diferencias finitas de forma explícita en el plano horizontal e implícita en la vertical, definiéndose así dos modos de cálculo. El primero es el modo externo ( barotrópico <sup>1</sup> y es bidimensional) y el segundo es el modo interno (baroclínico <sup>2</sup> y es tridimensional).

Se pueden resumir las principales características del modelo de la siguiente manera:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{D} \dots\dots\dots(1)$$

Donde:

$$D(x, y, t) = H(x, y) + \eta(x, y, t) ,$$

D : profundidad local(m)

H : profundidad media local(m)

$\eta$  : elevación de la superficie(m)

$\sigma$ = -1 cuando  $z=-H$

b) El modelo utiliza un esquema de diferencias finitas con una grilla “Arakawa tipo C”

c) El algoritmo del modelo posee un paso de tiempo dividido <sup>3</sup> , lo cual permite subdividir al modelo en un modo externo el cual tiene un paso de tiempo menor que el modo interno; ambos pasos de tiempo están basados en la condición de estabilidad CFL (Courant-Friedrich-Levy)

d) La integración horizontal con respecto al tiempo es explícita y en cuanto a la vertical es implícita, esto elimina la restricción temporal para la coordenada vertical y permite el uso de una resolución más fina de las capas de Ekman de superficie y de fondo.

<sup>1</sup> En el modo barotrópico, la distribución de densidad no es influenciada por la forma de las superficies isobáricas.

<sup>2</sup> En la condición baroclínica, las variaciones laterales de la densidad afectan la forma de las superficies isobáricas.

<sup>3</sup> Esta técnica de separación de tiempos de cálculo en modelamiento numérico del océano y atmósfera es conocida como “time splitting”, la cual es empleada por numerosos modelos numéricos que se basan en el método de diferencias finitas para la solución de las ecuaciones gobernantes.

e) Contiene un submodelo turbulento de cierre de segundo orden que calcula los coeficientes de mezcla vertical, modelando así de manera mas real las capas de Ekman.

f) El uso de las coordenadas sigma facilita la inclusión de la batimetría real, ya que tanto la elevación de la superficie en cuanto a topografía de fondo pasan a ser superficies coordenadas. Los problemas asociados a las dificultades computacionales en regiones de grandes gradientes de topografía, como el talud continental, son considerablemente reducidos [13].

Gracias a estas características, el POM es frecuentemente utilizado para estudios de circulación en regiones rasas y con fuertes gradientes batimétricos, como es el caso de zonas costeras [29].

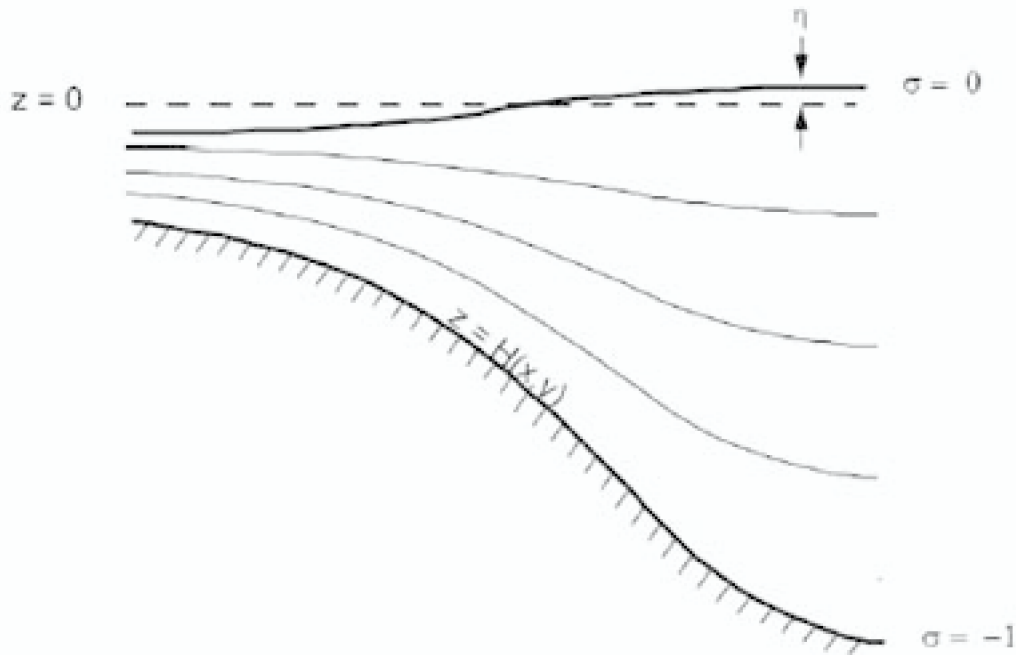


Fig. 2.1.- Representación de las coordenadas sigma

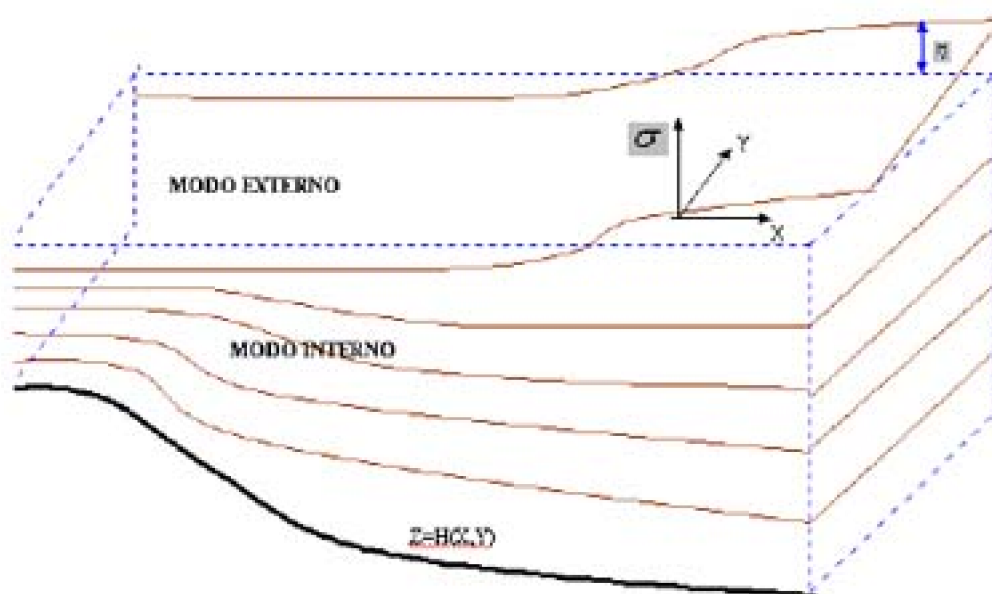


Fig. 2.2.-Fondo marino , las coordenadas sigma y la forma de interacción del modo interno y externo.

## 2.2 Ecuaciones básicas

Las ecuaciones que describen la circulación oceánica en general son una versión modificada de las ecuaciones de Navier-Stokes, que es usada extensamente en el estudio de la mecánica de fluidos clásica. La esencial diferencia está en la inclusión de los efectos de rotación, un importante ingrediente dinámico sobre la tierra rotante. Adicionalmente, el océano difiere de otros medios fluidos por la existencia de propiedades termodinámicas (Temperatura y salinidad) y una ecuación de estado altamente no lineal, que complica enormemente la solución analítica de las ecuaciones diferenciales [8].

Hallar una solución analítica a los fenómenos que ocurren en el océano utilizando dicha ecuación es muy compleja y para poder resolverla se deben realizar varias simplificaciones en las variables que intervienen en los procesos dinámicos, además de hacer uso de técnicas numéricas; como las diferencias finitas, elementos finitos, volúmenes finitos o métodos espectrales para poder solucionar los sistemas de ecuaciones establecidos.

Las ecuaciones que gobiernan la dinámica oceánica y que son empleadas por el modelo POM son:

### 2.2.1 Ecuación de Continuidad

La ecuación de continuidad establece como se cumple la conservación de la masa,

donde cualquier cambio en la densidad de la partícula de un fluido se deberá compensar con un cambio correspondiente en el volumen de la partícula.

La ecuación en derivadas parciales de la ecuación de continuidad es:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots(2)$$

### 2.2.2 Ecuación de cantidad de movimiento:

Esta ecuación es una consecuencia inmediata de la segunda ley de Newton, donde la suma de fuerzas externas que actúan sobre el volumen de agua debe ser iguales al producto de la masa por la aceleración que adquiere. Se deben considerar todas las fuerzas, incluida la fuerza debido a la aceleración de gravedad, la fuerza de Coriolis, y las fuerzas de rozamiento que intervienen. Como la cantidad de movimiento esta determinada por la velocidad a la que se desplaza el agua, y por ser la velocidad un vector, la cantidad de movimiento se expresará en tres componentes, con lo cual quedan definidas 3 ecuaciones, las cuales se expresan de la siguiente manera:

Componente en x:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial U}{\partial z}) + F_x \dots\dots\dots(3)$$

Componente en y:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial V}{\partial z}) + F_y \dots\dots\dots(4)$$

Componente en z:

$$\rho \cdot g = -\frac{\partial P}{\partial z} \dots\dots\dots(5)$$

### 2.2.3 Conservación de la temperatura potencial:

Es una forma de expresar la ecuación de la conservación de la energía. Básicamente la energía que recibe el océano es en forma de calor.

Experimentalmente está demostrado que el calor pasa de un cuerpo con temperaturas altas a otros con menor temperatura; por lo tanto la transferencia de calor (cualquiera sea su fuente; solar, mecánica, etc.) está totalmente definida por la temperatura y los parámetros físicos que determinan las propiedades constitutivas del cuerpo.

Para obtener la ecuación de la energía se debe aplicar la primera ley de la termodinámica, en cuanto debe haber un balance entre la energía interna ganada por el volumen de agua y el calor neto recibido. Además se debe considerar que el océano no contiene fuentes de calor, por lo que todo lo que recibe proviene de medios externos.

La forma diferencial de expresar la conservación de la temperatura potencial es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} + V \cdot \frac{\partial \theta}{\partial y} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_{\theta} \dots\dots\dots(6)$$

#### **2.2.4 Conservación de la salinidad**

---

La salinidad es otro parámetro físico que desempeña un papel importante en el desarrollo de los procesos oceánicos. La salinidad junto con la temperatura del mar, determinan la densidad del mar, la cual cambia horizontalmente y verticalmente.

La ecuación en derivadas parciales de la conservación de la salinidad se escribe de la siguiente manera:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \dots\dots\dots(7)$$

#### **2.2.5 Ecuación de estado**

---

Para un gas ideal, la ecuación de estado se expresa como una relación lineal simple de la densidad, con la presión y temperatura. Para los océanos la ecuación de estado es una función compleja de la temperatura, salinidad y presión del medio, usualmente dado en una forma polinomial. Usualmente es posible usar una dependencia lineal simple de la densidad con la temperatura y salinidad que son suficientes para la física de la mayoría de escalas de cuencas oceánicas.

La ecuación de estado puede ser expresada en forma funcional de la forma:

$$\rho = \rho(S, \Theta, P) \dots\dots\dots(8)$$

Así de esta manera se fijaron 7 ecuaciones con 7 incógnitas, donde:

$u, v$  : componentes horizontales de velocidad

$w$  : componente vertical de la velocidad

$f$  : parámetro de Coriolis

$\rho_0$  : densidad de referencia

$\rho$  : densidad in situ

$P$  : presión

$K_M$  : coeficiente cinemático vertical de viscosidad turbulenta

$K_H$  : coeficiente cinemático horizontal de viscosidad turbulenta

$g$  : aceleración de la gravedad

$\theta$  : Temperatura potencial

$S$  : salinidad

$A_M$  : Coeficiente cinemático horizontal de viscosidad turbulenta ( $m^2/s$ )

$A_H$  : Coeficiente cinemático horizontal de difusión turbulenta de calor ( $m^2/s$ )

Todas las ecuaciones anteriores que son resueltas por el modelo, son el resultado de aplicar el análisis diferencial a un volumen de control finito de océano.

## 2.3 Ecuaciones en coordenadas sigma

Como se mencionó antes, el modelo POM hace uso de las coordenadas sigma en la coordenada vertical, lo que permite representar de manera más realista la topografía de fondo del océano, por este motivo es necesario que las ecuaciones anteriormente expresadas, deben de ser expresadas en un sistema de coordenadas sigma (ver figura 2.1). Transformando las 7 de ecuaciones gobernantes a un sistema de coordenadas sigma usando la ecuación (1), el gradiente de una variable independiente  $G$  (que podría ser reemplazado por  $U, V$ , etc) se define como:

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left( \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \dots\dots\dots(9)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial y} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left( \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \dots\dots\dots(10)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \dots\dots\dots(11)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial t} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left( \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \dots\dots\dots(12)$$

Transformando las ecuaciones (2)-(7) para un sistema de coordenadas sigma usando las ecuaciones (9),(10),(11) y (12) multiplicadas por “D” tenemos:

### 2.3.1 Ecuación de continuidad:

---

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \dots\dots(13)$$

### 2.3.2 Conservación del momento:

---

- Componente x:



- Componente x:

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U_w}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} =$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) - g \frac{D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma_0} \left[ \frac{\partial \rho}{\partial x} - \left( \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) \right] d\sigma + F_x \dots \dots (14)$$

- Componente y:

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V_w}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} =$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) - g \frac{D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma_0} \left[ \frac{\partial \rho}{\partial y} - \left( \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) \right] d\sigma + F_y \dots \dots (15)$$

- Componente Z:

$$\frac{1}{D} \frac{\partial P}{\partial \sigma} = -\rho g \dots \dots \dots (16)$$

### 2.3.3 Conservación de la temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta VD}{\partial y} + \frac{\partial \theta w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_{\theta} \dots \dots \dots (17)$$

### 2.3.4 Conservación de la Salinidad

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial SW}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_s \dots\dots\dots (18)$$

Donde:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M D \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M D \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right]$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M D \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M D \frac{\partial V}{\partial y} \right)$$

$$F_\theta = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$$

$$F_s = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H D \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H D \frac{\partial S}{\partial y} \right)$$

De este modo quedan definidas en el sistema de coordenadas sigma las 7 ecuaciones gobernantes que emplea el modelo POM (ecuaciones 13-18) para la simulación de la circulación en zonas oceánicas y costeras.

## 2.4 Condiciones iniciales y de frontera

Debido a que el modelo numérico, emplea un sistema de ecuaciones diferenciales, es necesario definir correctamente las condiciones iniciales y de frontera que se emplearan para la simulación numérica.

Este es uno de los procedimientos más difíciles y delicados durante el desarrollo o ejecución de un modelo numérico, porque la precisión de los resultados depende mucho de la correcta definición de estas condiciones.

### 2.4.1 Condiciones Iniciales

Las condiciones iniciales están definidas como el estado del fluido en el tiempo cero y son las que suministran los valores de las variables dependientes antes de empezar el cálculo [8].

Las condiciones iniciales por lo general suelen considerarse iguales a cero, es decir se comienza la simulación con el sistema en reposo donde la variables u, v, n son nulas en el tiempo cero, en términos de modelamiento numérico, esta condición es conocida comúnmente como "Cold Start".

De manera matemática se escribe como sigue:

$$U_{i,j}^{k=1}(x,y,t=0) = V_{i,j}^{k=1}(x,y,t=0) = \eta_{i,j}^{k=1}(x,y,t=0) = 0 \dots\dots\dots(22)$$

Estos parámetros se irán adecuando progresivamente a su valor deseado. El tiempo de transición depende del fenómeno a estudiar, siendo de 2 días (aproximadamente) para las corrientes generadas por los vientos y de 1 a 2 días para las corrientes de marea.

Debido a esta condición irreal de las variables al comenzar los cálculos, al momento de comenzar la simulación el modelo pasará por un cierto tiempo de relajación hasta que la velocidad de corrientes y la variación del nivel del mar adquieran un régimen normal.

Otra manera de definir las condiciones iniciales es a partir de datos observados o de los resultados obtenidos previamente de corridas anteriores que alimentan de información para posteriores ejecuciones del modelo.

## 2.4.2 Condiciones de Frontera

Generalmente se encuentran dos tipos de condiciones de frontera en modelos oceánicos. En el primer caso, cuando la frontera entera consiste de una línea de costa (frontera cerrada). En el segundo caso, cuando la frontera es una línea de división de dos cuerpos de agua, la concentración (o flujos) y velocidades especificadas sobre la frontera deberían llevar a una única solución.[27]

A continuación describimos los tipos de condiciones de frontera que son empleados por un gran número de modelos numéricos del océano.

### 2.4.2.1. Condiciones de Frontera Cerrada

Cuando se necesita especificar que la frontera está cerrada; es decir, que no existe flujo a través de dicha frontera, la componente de la velocidad  $U$  o  $V$  normal a dicha frontera deberá ser igual a cero durante todo el tiempo de simulación [34], es decir de manera matemática podemos escribir como:

$$U_{i=a,j}(x_a,y,t) = 0 \quad \text{o} \quad V_{i,j=b}(x,y_b,t) = 0 \dots\dots\dots(23)$$

Un ejemplo de fronteras cerradas son por ejemplo los perfiles de costa, las islas, las entradas de estuarios, etc.

### 2.4.2.2 Condiciones de Frontera Abiertas

Los modelos numéricos oceánicos y de regiones costeras inevitablemente envuelven el tratamiento de fronteras abiertas (generalmente dos transversales a la costa y una paralela a la costa) donde finaliza la grilla numérica [10]

Normalmente se ha entendido como fronteras abiertas a aquellas fronteras artificiales que dejan salir con la mínima reflexión las ondas generadas dentro del dominio de cálculo

[26]. Por claridad, en el presente trabajo se denominará frontera abierta a cualquier frontera artificial que surge de la limitación del área que se quiere estudiar; es decir, aquella que separa el medio marino que es modelado con el que queda fuera del modelo.

Este tipo de condiciones de fronteras son las más problemáticas al momento de modelar, debido al hecho de ser artificiales y a que deben de permitir que las perturbaciones se propaguen a través de la frontera y el fluido pase libremente por ésta.

En la actualidad, el problema de las condiciones de frontera abiertas no ha sido resuelto todavía, es decir, no existe una sola forma de implementar una frontera abierta que sea válida para cualquier tipo de aplicación o región de estudio, se utilizarán para cada caso y tipo específico de condiciones de frontera, estas pueden ser:

**a) Formulas de extrapolación:**

Se puede expresar como:

$$\phi_b^{t+1} = F(\phi_b^t, \phi_b^{t-1}, \phi_{b-1}^{t+1}, \phi_{b-1}^t, \dots) \dots\dots\dots(24)$$

Las condiciones de Dirichlet y Neumann no son más que casos concretos de las fórmulas de extrapolación, obteniéndose los valores de la frontera a partir de la variable dependiente en el primer caso o de su derivada en el segundo.

**b) Condición de radiación:**

Esta condición fue desarrollada originalmente por Orlanski (1976), la cual se muestra muy robusta para modelos barotrópicos, por lo cual es muy empleada en trabajos de modelamiento numérico.

Esta condición se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots(25)$$

$$C = -\frac{\partial \phi}{\partial t} / \frac{\partial \phi}{\partial x} \dots\dots\dots(25 \text{ a})$$

Donde en la ecuación (25 a) se asume que las derivadas son conocidas de un paso de tiempo anterior de cálculo.

Si “B” es un punto situado en la frontera, y “B-1” es el primer punto interno a la frontera, la velocidad de fase sería calculada de la siguiente manera:

$$C(B-1) = -\frac{\Delta x}{\Delta t} \left[ \frac{\phi^{n+1}(B-1) - \phi^n(B-1)}{\phi^n(B-1) - \phi^n(B-2)} \right] \dots\dots\dots(25 \text{ b})$$

De esta manera se podría resolver la ecuación 25.

Cuando la incidencia de la onda no es ortogonal, se puede generalizar la ecuación 25 de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C_x \frac{\partial \phi}{\partial x} + C_y \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots(26)$$

Donde  $C_x$  y  $C_y$  son las proyecciones del vector velocidad de fase. La principal dificultad de este método es precisamente el cálculo de esta velocidad.

Esta condición de frontera tiene dos grandes ventajas:

- Permite que la energía que llega a la frontera donde ha sido implementada salga del dominio del modelo, evitando así la acumulación de energía en el interior del dominio que podría llevar a inestabilidades numéricas.
- Permite que el nivel de los contornos normales a la costa se ajusten dinámicamente al campo de corrientes, de acuerdo con el balance de fuerzas dominante.

Mayores detalles sobre esta condición de frontera se pueden encontrar en las referencias [2], [3], [9], [10],[14], [26] y [27]

#### c) Condición de gradiente cero:

Esta condición establece que la gradiente espacial de la componente de la velocidad normal a dicha frontera es cero.

Esta condición se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{\partial U}{\partial y} = 0 \quad \text{o} \quad \frac{\partial V}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots(27)$$

Con la ayuda de un esquema de diferencias finitas atrasada para la derivada espacial, se obtiene:

$$U_{i=0,j} = U_{i=a-1,j} = 0 \quad \text{o} \quad V_{i,j=b} = V_{i,j=b-1} = 0 \dots\dots\dots(28)$$

#### d) Condición basada en el método de las características:

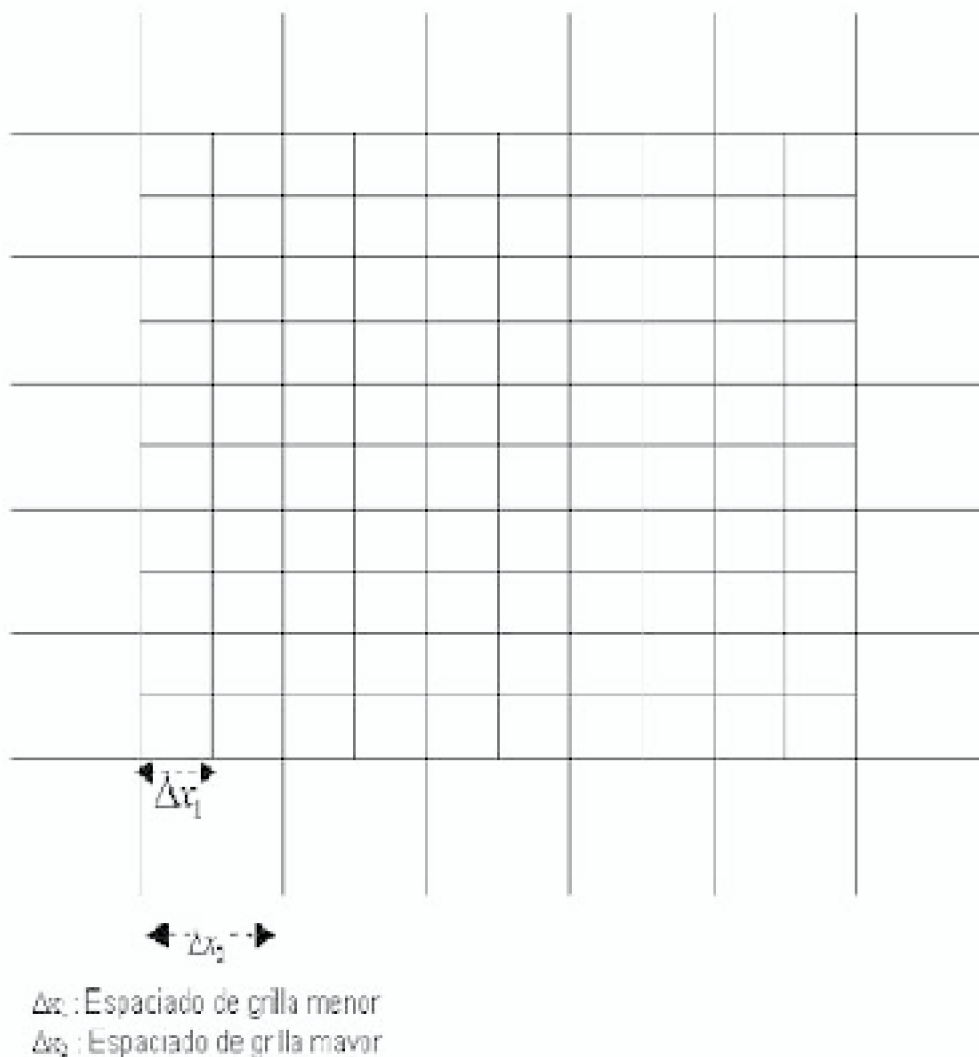
Se basa en la integración de las ecuaciones características y no de las ecuaciones

primitivas. Pruebas de este método con modelos lineales bidimensionales muestran un buen comportamiento de este tipo de solución (Roed & Cooper ,1987), pero es de difícil aplicación a ecuaciones tridimensionales.

**e) Condición extrapolada de un modelo general o condición tipo submodelo:**

Aunque no es en realidad un nuevo tipo de condición de frontera, se incluye aquí por tener características específicas que las diferencian a las condiciones de extrapolación. Consisten en la utilización de un modelo de malla más gruesa y área más grande donde esté incluido el dominio de interés. También se les conocen como grillas anidadas o “downscale”, donde las condiciones de frontera son extrapoladas de los resultados del modelo en el dominio grande. Existen dos tipos de submodelos: unidireccionales o pasivos, y bidireccionales o activos, donde la información fluye en los dos sentidos.

En la figura 2.3 se muestra como podría ser una malla del submodelo acoplada a la del modelo:



*Fig. 2.3.- Condición de frontera tipo submodelo*

En el anexo 01 se encuentran las principales condiciones de frontera que emplea el modelo, tanto para el modo externo como para el modo interno. Estas condiciones de frontera se encuentran escritas en su forma diferencial y código en FORTRAN.

## 2.5 Criterios de estabilidad

Estos pasos de tiempo no son elegidos al azar, es decir, están asociados a criterios de estabilidad que permiten que el modelo calcule de manera adecuada las variables que intervienen en el fenómeno a modelar.

El modelo POM, como muchos otros modelos numéricos que emplean métodos de diferencias finitas, usa el criterio de estabilidad establecido por Courant-Friedrich –Levy (CFL).

Para el modo externo del modelo, el paso de tiempo queda definido de la siguiente manera:

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{c_i} \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2} \dots\dots\dots(29)^1$$

Donde:

$$c_i = 2(gh)^{1/2} + U_{\max}, \text{ donde } U_{\max} \text{ es la velocidad máxima.}$$

$\Delta t_E$  : Paso de tiempo para el modo externo

$\Delta x$  : Incremento espacial en el eje x

$\Delta y$  : Incremento espacial en el eje y

El modo interno tiene una restricción mucho menos severa para el paso de tiempo, por lo que permite alejar los efectos del modo externo. El criterio es análogo al definido para el modo externo:

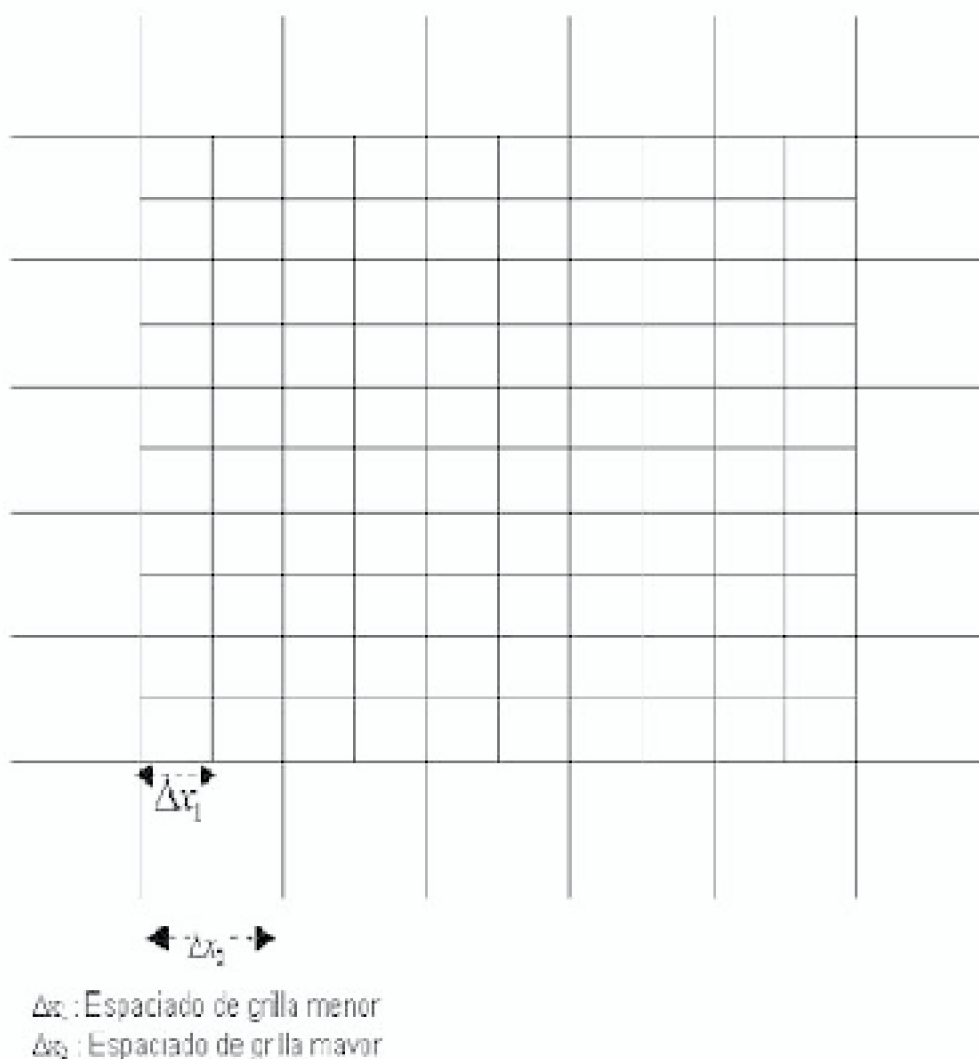
$$\Delta t_i \leq \frac{1}{C_i} \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2} \dots\dots\dots(30)$$

Donde:

$C t = 2C + U_{max}$  : Es la máxima velocidad de onda interna, comúnmente se encuentra en el orden de 2m/s,

$U_{max}$ : es la máxima velocidad de advección.

Para condiciones típicas de zonas costeras, la relación entre los dos pasos de tiempo para los dos modos (interno y externo) es la siguiente:



Esta relación entre ambos pasos de tiempo, es conocida como “time splitting”<sup>4</sup>, lo cual permite que interactúen los modos interno y externo. La principal ventaja de este método es que uno puede usar pasos de tiempo grandes para procesos lentos como la advección y pasos de tiempo pequeños para otros procesos. Su principal desventaja es que presenta un mayor error de truncamiento comparado con otros esquemas [35].

Existen otras restricciones para los pasos temporales, pero en la práctica la condición CFL es la más severa. Entre las principales tenemos:

<sup>4</sup> En modelamiento numérico también se le conoce como “splitting method”.



a) Criterio basado en la difusión horizontal

$$\Delta t_i \leq \frac{1}{4 A_H} \left[ \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-1/2} \dots\dots\dots(31)$$

b) Criterio basado en los efectos de rotación

$$\Delta t_i \leq \frac{1}{f} = \frac{1}{2\Omega \sin(\Phi)} \dots\dots\dots(32)$$

Donde:

$\Omega$ : es la velocidad angular de la tierra

$\Phi$ : es la latitud.

Estas últimas restricciones no son tan severas como la condición formulada por Courant (CFL).

## 2.6 Grilla “C” de Arakawa

Muchos de los modelos numéricos que se conocen en la actualidad emplean algunas de los tipos de grilla formuladas por Arakawa. Estas grillas son denominadas “A”, “B”, “C”, “D” y “E”, de las cuales a excepción de la grilla “A”, todas las demás son escalonadas y sus esquemas generales se observan en la figura 2.4

Las grillas más ampliamente usadas por modelos numéricos son las del tipo “B” y “C”. Algunos modelo emplean la grilla no escalonada “A” (por ejemplo: SEOM, DieCAST). No se tiene alguna referencia del uso de la grilla “D” por algún modelo numérico [8]. Messinger y Arakawa, dan mayores detalles de las propiedades de estos tipos de grillas (ver referencia 25).

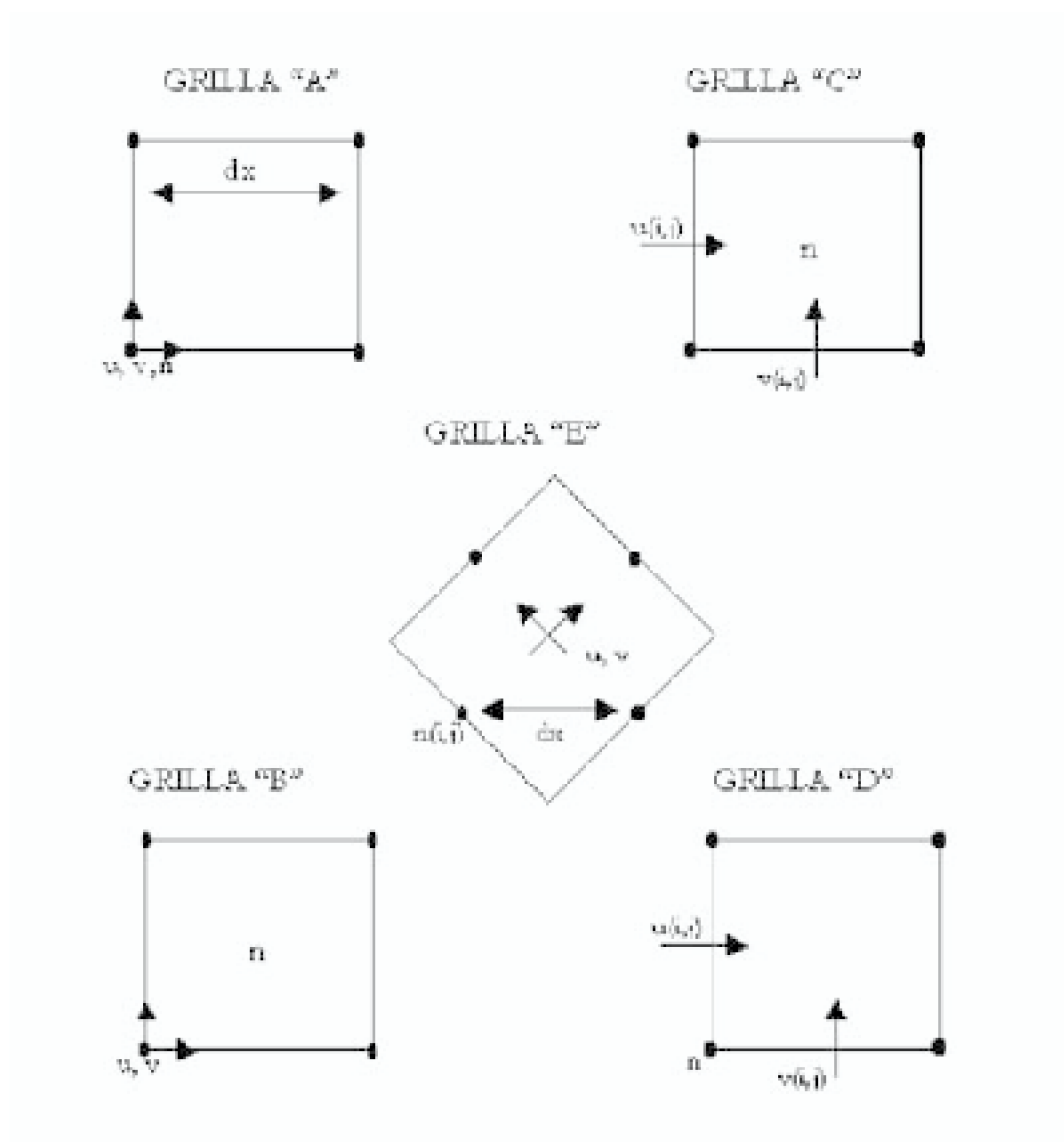


Fig. 2.4.- Esquemas de la grillas de Arakawa

Como se mencionó antes, el modelo POM emplea la grilla tipo "C" de Arakawa, la cual tiene tres variables a resolver, definiéndose de esta manera tres subgrillas, tal como se muestran en las figuras 2.5, 2.6 y 2.7.

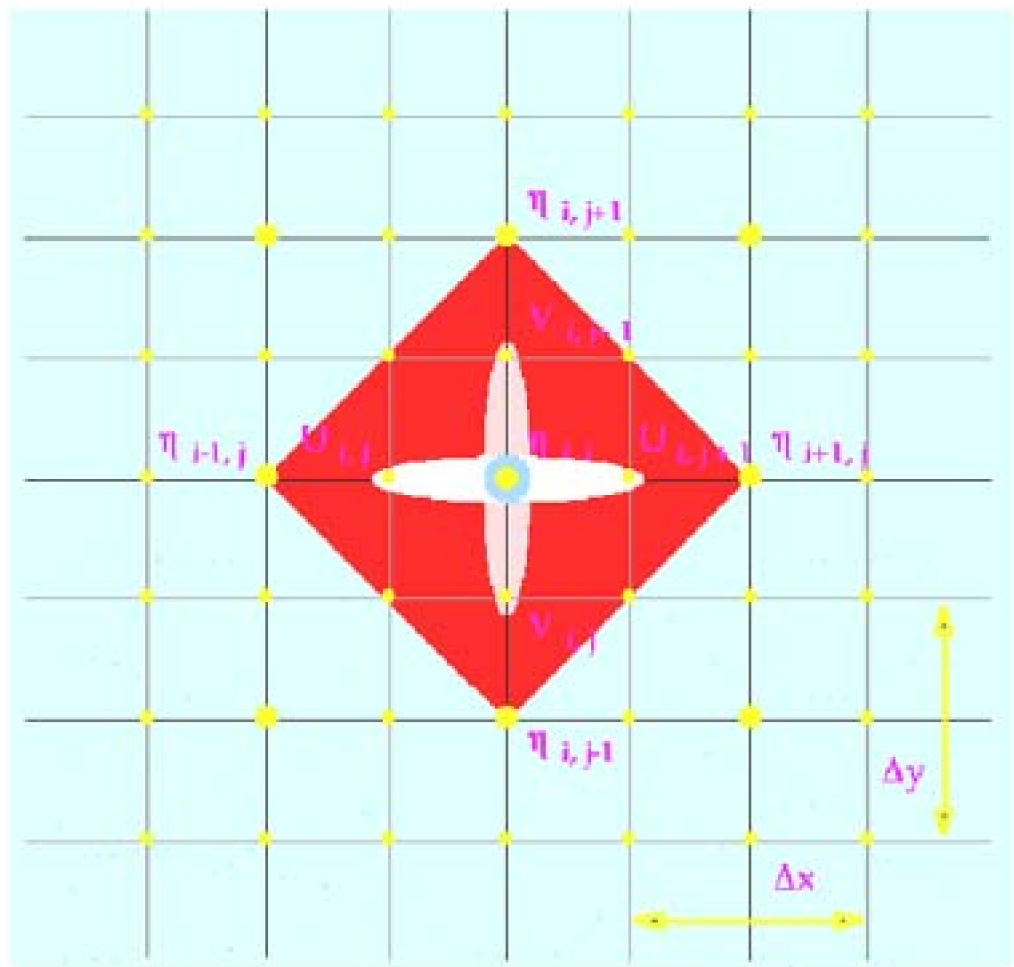


Fig 2.5.- Representación de la grilla "C" de Arakawa para la variable  $n$

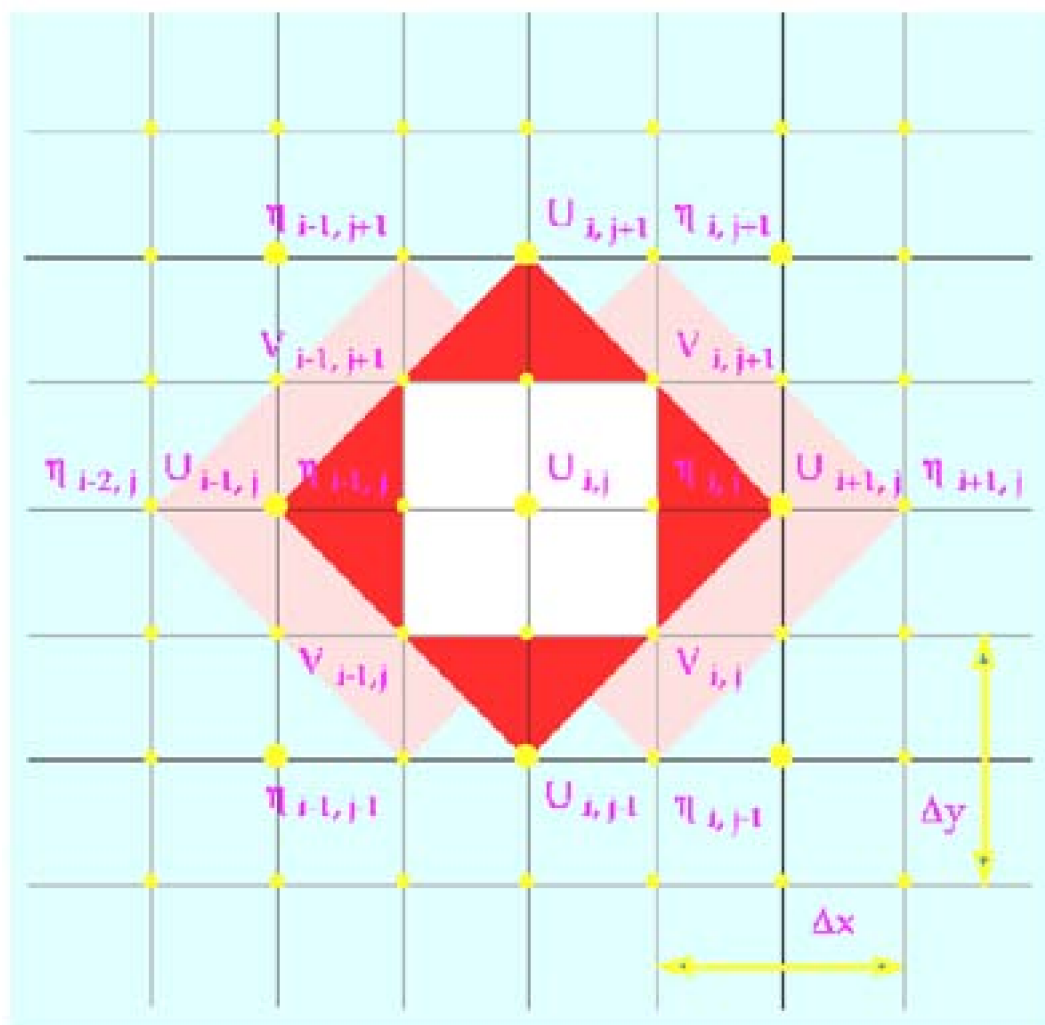


Fig 2.6.- Representación de la grilla "C" de Arakawa para la variable U

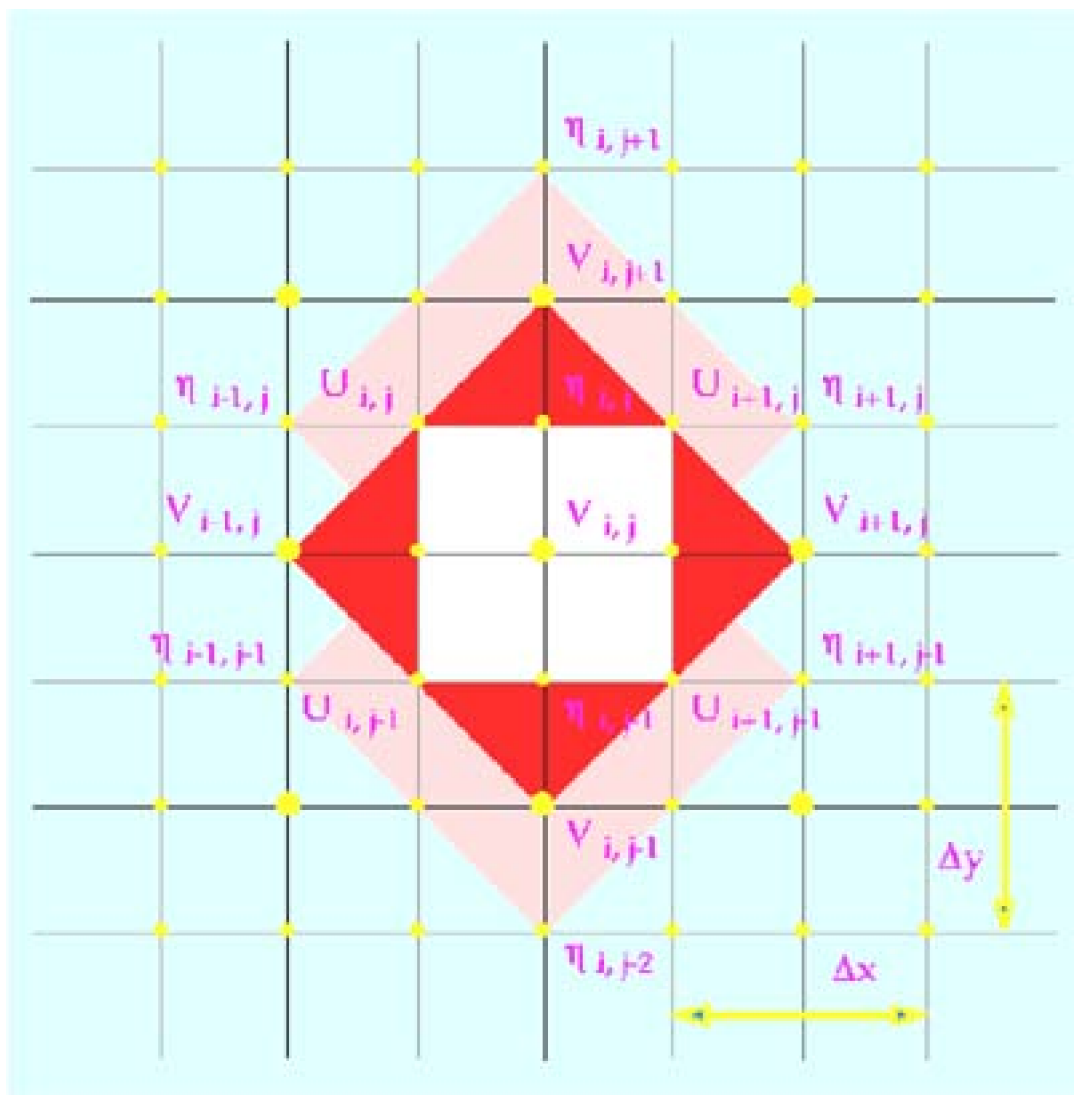


Fig 2.7.- Representación de la grilla "C" de Arakawa para la variable  $V$



## CAPÍTULO III:EFECTOS DEL VIENTO Y LA MAREA EN LA CIRCULACIÓN

La superficie del océano está expuesta a ser deformada por la influencia del viento, por el calor y por las mareas oceánicas, las cuales a su vez generan corrientes que se desplazan en el medio fluido influenciada por estas forzantes.[32]

En esta sección, describiremos los efectos de las forzantes de viento y marea en la generación de corrientes oceánicas.

### 3.1 Viento

Se define al viento como el movimiento de las masas de aire, sin embargo, una definición aceptada técnicamente es: "Corriente horizontal (o casi) de aire que circula con relativa proximidad a la superficie terrestre" [4].

Cuando el viento sopla sobre la superficie del mar, se constituye en una fuerza muy importante de impulso para la generación de corrientes oceánicas. Este impulso sobre la superficie del mar produce un esfuerzo cortante sobre la superficie del mar, que originará una traslación importante de masas de agua, formando así las corrientes superficiales oceánicas, que a su vez juegan un papel importante en la distribución del calor sobre

nuestro planeta.

El esfuerzo producido por el viento, es conocido como “wind stress”, el cual ha sido determinado de forma experimental y está relacionado al cuadrado de la velocidad del viento según la siguiente relación [20]:

$$\vec{\tau} = \rho_{\text{aire}} C_D \vec{V}^2 \quad (33)$$

Donde:

$\vec{V}$  es el vector velocidad de viento y debe de ser medido 10 metros sobre el nivel del mar, y

es definido como:  $\vec{V} = \sqrt{U^2 + V^2}$ ,  $U$  es la velocidad zonal (dirección Este-Oeste) y  $V$  es la velocidad meridional (dirección Norte-Sur).

Entonces haciendo una descomposición vectorial, tenemos:

$$\tau_x = \rho_{\text{aire}} C_D U |U| \quad \text{y} \quad \tau_y = \rho_{\text{aire}} C_D V |V|$$

$\tau_x$ : Esfuerzo en la dirección Este-Oeste

$\tau_y$ : Esfuerzo en la dirección Norte-Sur

$C_D$ : Coeficiente de arrastre.

Sin embargo, el gran problema es el valor usado para el coeficiente de arrastre  $C_D$ , para el cual, varias fórmulas fueron propuestas:

$$C_D = 1.6 \times 10^{-3} \quad \text{para } V \leq 7 \text{ m/s} \quad \text{Casalady (1967)}$$

$$C_D = \left( 0.29 + \frac{3.1}{V} + \frac{7.7}{V^2} \right) \times 10^{-3} \quad \text{Para } 3 \text{ m/s} \leq V \leq 6 \text{ m/s} \quad \text{Yelland et al. (1988)}$$

$$C_D = (0.5 + 0.071 \times V) \times 10^{-3} \quad \text{Para } 6 \text{ m/s} < V < 26 \text{ m/s} \quad \text{Yelland et al. (1988)}$$

Las corrientes generadas por acción del “wind stress”, presentan una desviación con



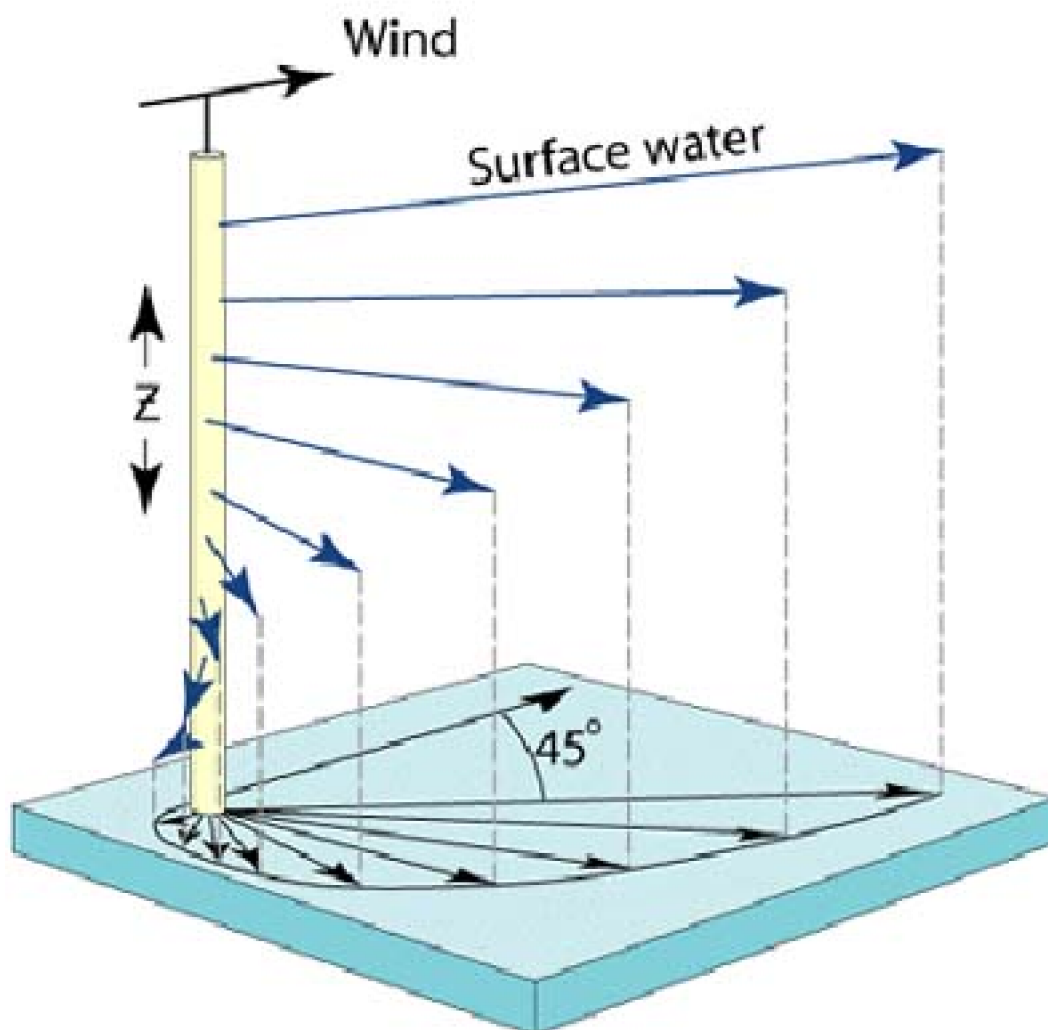
respecto a la dirección del viento, y a medida que se profundiza el ángulo aumenta hasta hacerse opuesto en el fondo.

Ekman estudió este fenómeno asumiendo ciertas simplificaciones, considerando en su estudio viento de velocidad constante soplando sobre un océano de profundidad y extensión limitadas; además consideró que el océano no presentaba variaciones en su densidad y su superficie se mantenía horizontal, de modo que la variación de la presión en esta coordenada es nula. De acuerdo con este esquema, el océano puede imaginarse como una superposición de capas de agua, cada una de las cuales es empujada por fricción por la capa superior (por el viento en el caso de la capa superficial), y a su vez empuja a la inferior por la misma causa. Además, puesto que están en movimiento, cada capa sufre la acción del efecto de Coriolis <sup>5</sup>. Según esto, Ekman encontró que la dirección de la corriente en la capa superficial es de 45° con respecto a la dirección del viento, mostrando una desviación progresiva de todas las capas conforme aumenta la profundidad. De esta manera los vectores de velocidad forman una estructura en espiral que se le conoce como espiral de Ekman (ver figura 3.1).

Como consecuencia de esta espiral, el transporte neto de agua se dirige 90° hacia la derecha con respecto a la dirección del viento para el hemisferio norte y 90° hacia la izquierda en el hemisferio sur.

---

<sup>5</sup> Es el fenómeno por el cual un cuerpo sufre una desviación en su trayectoria, en el hemisferio norte los cuerpos se desvían hacia la derecha, mientras que en el hemisferio sur, los cuerpos se desvían hacia la izquierda.



*Fig 3.1.- Espiral de Ekman*

En la figura 3.1 se observa el comportamiento del transporte de Ekman representada por la espiral de Ekman. El transporte neto es perpendicular a la dirección del viento, y es hacia la derecha para el hemisferio norte y para el hemisferio sur, el transporte de Ekman neto es hacia la izquierda.

En muchas zonas costeras alrededor del mundo, el viento es observado rutinariamente, pero esto es una pequeña ayuda en la deducción del viento en el océano abierto. Históricamente, las observaciones de los buques constituyen la mayor porción de nuestro conocimiento sobre los océanos. Estas observaciones han sido recolectadas y promediadas durante largos periodos e incorporadas a una base de datos histórica, lo que en la actualidad conocemos como base de datos globales que están disponibles en Internet para su uso con fines de investigación.

Actualmente el empleo de imágenes satelitales está llegando a ser una fuente muy importante de información, ya que nos permite tener información de viento en áreas donde es muy difícil de explorar o muy costoso.

En la figura 3.2 podemos observar el comportamiento del sistema de vientos en superficie tomados del satélite QuikSCAT para el océano atlántico y parte del océano pacífico.

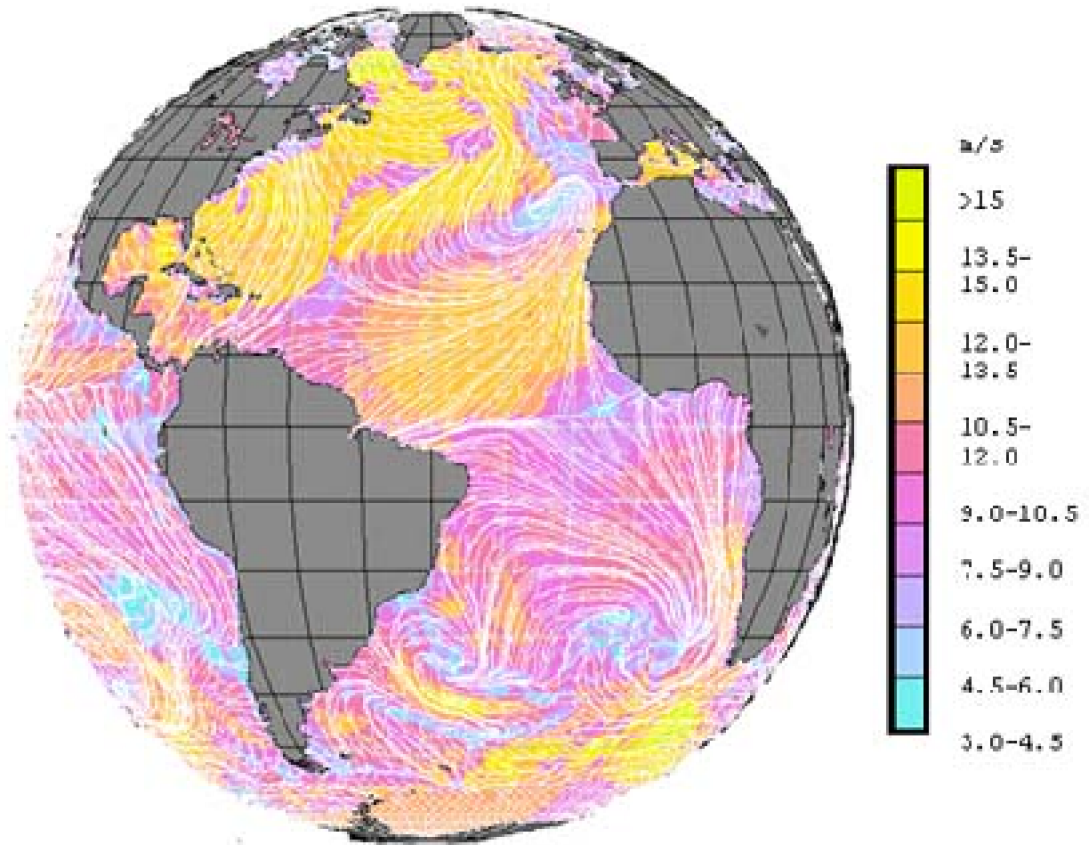


Fig.3.2.- Sistema de viento tomado por el satélite QuikSCAT

## 3.2 Mareas

Son movimientos periódicos del mar que se manifiestan con desplazamientos verticales, de ascenso y descenso del nivel del mar. La causa principal de las mareas es la influencia gravitacional de la luna y en menor medida del Sol y de otros planetas. Otros factores que influyen en la evolución de las mareas son la latitud, la profundidad del mar, la forma y el tipo de costa, etc.

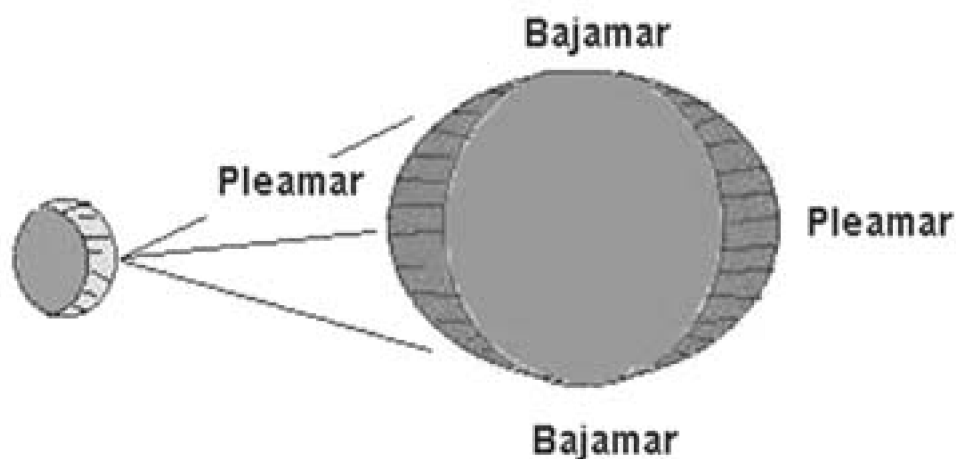
Cuando la Luna gira alrededor de la Tierra, el punto de la superficie del mar que esté más próximo a la Luna, experimenta a la vez el empuje provocado por la fuerza centrífuga de la Tierra, y la máxima atracción por parte de la Luna. La suma de ambas fuerzas empuja al agua a separarse de la Tierra, desplazándose hacia la Luna y formando una protuberancia.

En el punto opuesto de la Tierra, el efecto de la atracción de la Luna sobre el mar es

mínimo y, además, la fuerza centrífuga se opondrá a ella, lo que supone una menor atracción sobre la masa de agua en dicho punto, o lo que es lo mismo, se produce una tendencia del agua a separarse de la tierra y a formar una protuberancia similar, aunque un poco menor, a la que se forma en el punto antípoda.

Se habrá producido así, en los dos puntos opuestos del planeta alineados con la Luna, una elevación del nivel del mar, o sea, una 'PLEAMAR' o marea alta.

Pero la masa de agua que se desplaza hacia arriba en dichos puntos, es restada del total de la masa de agua del planeta, de tal forma que se produce un descenso del nivel del mar en los demás puntos, o sea, una 'BAJAMAR' o marea baja. Este movimiento complementario de la masa de agua se va transmitiendo alrededor de la superficie de la Tierra a medida que la Luna gira a su alrededor, por eso en el transcurso de cada giro, y aunque la Luna sólo pase una vez por su meridiano, se producen en un punto dado del mar, una pleamar cada 12 horas y 25 minutos.



*Fig. 3.3.- Pleamares y bajamares según la posición de la luna*

Dado que el día lunar tiene 24 horas y 50 minutos, el ciclo de subida y bajada del agua avanza aproximadamente una hora cada día (unos 50 minutos). No todas las mareas se dan de igual forma en los mismos sitios; ya que influyen variantes como la latitud, profundidad del mar, forma y tipo de costa, etc.

### **3.2.1 Mareas de sicigias**

---

Se producen cuando la luna y el sol están en conjunción (luna nueva) o en oposición (luna llena). En este caso los efectos de ambos astros se suman, provocando las pleamares más altas y las bajamares más bajas que las mareas promedio. Se les llama también "mareas vivas"

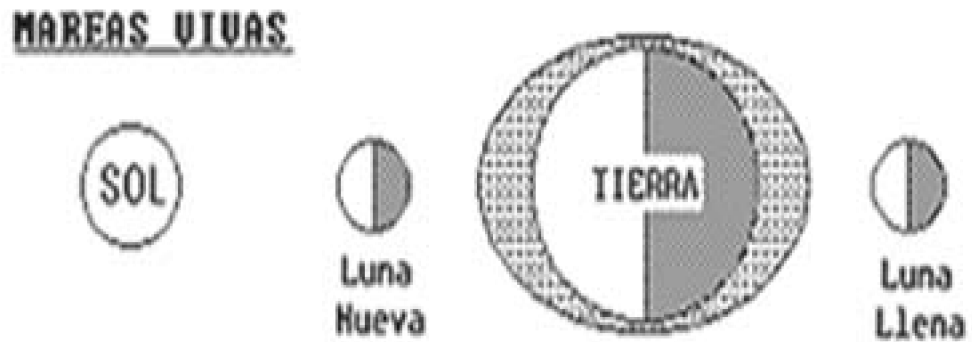


Fig. 3.4.- Gráfico de marea de sugigia

### 3.2.2 Mareas de cuadratura

Se producen cuando el sol y la luna están formando ángulo recto entre sí. Esta posición corresponde a la fase lunar de cuarto creciente o cuarto menguante, con lo que los efectos de atracción de ambos astros se contrarrestan dando lugar a una amplitud de marea menor al promedio.

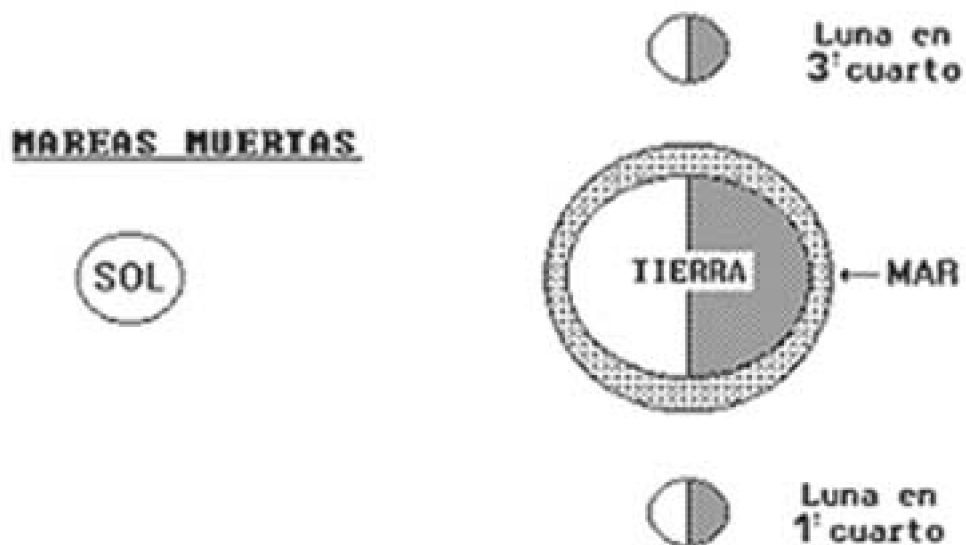


Fig. 3.5.- Grafico de marea de cuadratura

### 3.2.3 Método de los armónicos para la caracterización de la marea

El análisis armónico de las mareas está basado en la hipótesis de que las variaciones del nivel del mar pueden ser descritas en función de contribuciones armónicas.

Esta función puede ser escrita de la siguiente manera:

$$\eta = h_0 + \sum_1^k h_r \cos(w_r t - \alpha_r) + R(t) \dots \dots \dots (34)$$

### 3.2.4 Corriente de marea

---

Los desplazamientos verticales de la superficie del mar van acompañadas de desplazamientos horizontales de masas de agua denominados corrientes de marea, que son muy diferentes de las corrientes oceánicas normales. En aguas profundas son casi imperceptibles, pero su influencia se va incrementando a medida que se aproximan a zonas de agua poco profundas, alcanzando valores significativos en algunas partes del planeta.

En zonas cerradas, una corriente de marea fluye durante unas 6 horas y 12 minutos aguas arriba, o hacia la costa (flujo), en correspondencia con la marea alta; después se invierte y fluye, durante casi el mismo tiempo, en dirección contraria (reflujo), y se corresponde con la marea baja. Durante el periodo de inversión, el agua se caracteriza por un estado de inmovilidad, o calma, llamado repunte de la marea. Una corriente de marea que fluye hacia la costa se califica como flujo; y la que se aleja de la misma, reflujo.

El flujo y reflujo de las mareas tiene un gran efecto en la vida y regiones en donde ocurren. Por ejemplo, los pescadores necesitan saber cuándo hay marea baja para definir cuán lejos deben anclar sus barcos, de manera que sus botes no queden varados (y posiblemente dañados) en el fondo del mar. Así mismo, también afecta cuándo se desea ir a la playa, dónde y cuando se puede pescar mayor cantidad de peces e inclusive cuándo los militares enviarán a sus operaciones anfibias.

El flujo y reflujo de las mareas, que también afecta la disponibilidad de nutrientes, la salinidad, la temperatura y el contenido de oxígeno en el agua (o falta de agua), afectará grandemente a las criaturas de los océanos que viven en las aguas costeras, estuarios, ríos cerca de los mares, lagos salados o lagunas costeras. Las mareas son tan importantes, que algunas criaturas basan sus horarios de alimentación o de reproducción según el ciclo de las mareas.

Las corrientes de marea también son importantes porque sirven para remover las sustancias contaminantes de la parte poco profunda, contribuyendo de esta manera a la regeneración natural de una zona de playa.

## CAPÍTULO IV: DATOS RECOPIADOS

En todo trabajo de investigación que implique el uso de modelos numéricos, es necesario contar con los suficientes datos para la zona que se va a estudiar, lo cual permite realizar adecuadamente la calibración y validación del modelo numérico.

Podemos clasificar los datos recopilados para la zona de estudio de la siguiente manera:

a) Datos de entrada: que son los datos que se introducen al modelo en el instante previo a que comienza a ejecutarse, Por ejemplo: batimetría, perfil costero, velocidad de las corrientes, nivel del mar.

b) Datos de forzantes: son los datos que intervienen durante todo el tiempo de simulación y son los generadores de los fenómenos a estudiar, por ejemplo: velocidad y dirección de viento, constituyentes armónicos de la marea.

c) Datos para validación de los resultados: son los datos que nos permitirán corroborar la precisión de los resultados obtenidos con el modelo respecto a los datos medidos en campo, como por ejemplo: velocidad y dirección de corrientes, variación del nivel del mar.

### 4.1 BATIMETRÍA Y PERFIL COSTERO

Los datos de la batimetría y perfil costero para la bahía Ferrol, se recopilieron de las cartas batimétricas de la DHN, bases de datos disponibles en Internet e información de satélite.

#### 4.1.1 Batimetría

---

La batimetría del lecho oceánico es uno de los parámetros más importantes para poder construir un modelo oceánico realista, ya que muchos de los procesos en aguas poco profundas (corrientes, olas) se ven afectadas por los cambios en la batimetría del fondo oceánico, tales como la refracción en el caso de olas y la formación de remolinos en caso de corrientes.

Estos datos pueden ser obtenidos de las bases de datos globales, que son de dominio público y se encuentran disponibles en Internet de manera gratuita.

Las principales bases de datos de batimetría son:

a) ETOPO<sup>6</sup> de la National Geophysical Data Center (NGDC) de los Estados Unidos, de donde se pueden extraer datos de la batimetría global a resolución de 5 minutos (ETOPO5) y dos minutos (ETOPO2). Los datos que se muestran en esta base de datos, son derivados a partir de la altimetría satelital registrada por el satélite TOPEX/POSEIDON

La dirección Web donde se pueden descargar los datos es:

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>



Fig. 4.1.- Página web de la base de datos ETOPO

<sup>6</sup> Earth Topography (topografía terrestre)



b) GEBCO <sup>7</sup>, que cuenta con datos de batimetría global con 1 minuto de resolución (aproximadamente). Los datos disponibles de esta base de datos global, son derivados a partir de la recopilación de sondeos realizados por cruceros en todo el planeta, siendo la edición centenario la última versión de esta base de datos.

La dirección web de donde se pueden descargar estos datos es la siguiente:

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/gebco.html>



Fig. 4.2.- Página web de la base de datos GEBCO

Los datos de batimetría de estas bases de datos, son de mucha utilidad cuando se quiere simular la circulación a gran escala, ya que los datos nos dan una buena representación del fondo oceánico.

El problema siempre se presenta cuando queremos hacer la simulación de los procesos a pequeña escala (por ejemplo para el caso de bahías) ya que los datos extraídos de las bases de datos globales no representarían correctamente la configuración real de la batimetría del fondo marino, por falta de alta resolución para las zonas de estudio.

Por este motivo, para este trabajo, se emplearon la información batimétrica de las cartas de navegación elaboradas por la DHN, específicamente para el área de estudio se obtuvo información de la carta 2123 de la DHN.

<sup>7</sup> The General Bathymetric Chart Of The Oceans (Cartas batimétricas Generales de los Océanos)

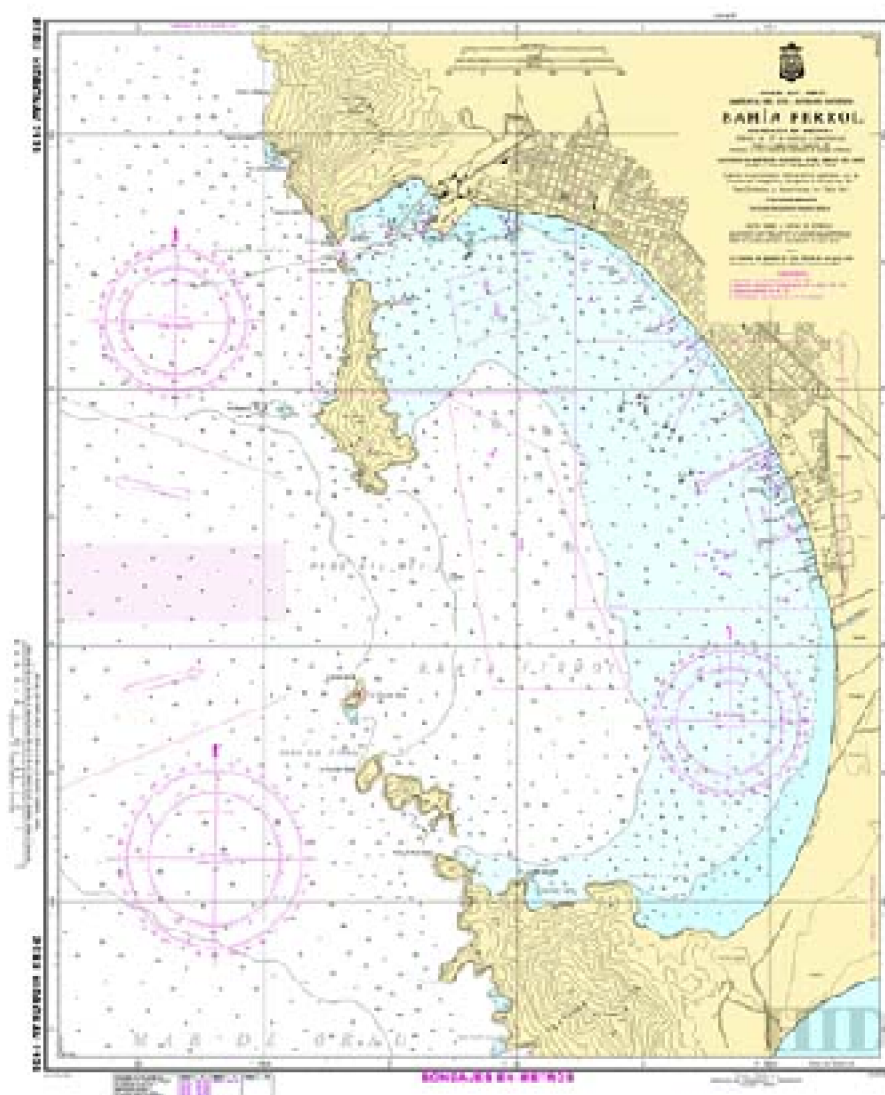


Fig. 4.3.- Gráfico de distribución de sondajes de batimetría de la bahía Ferrol. Fuente DHN

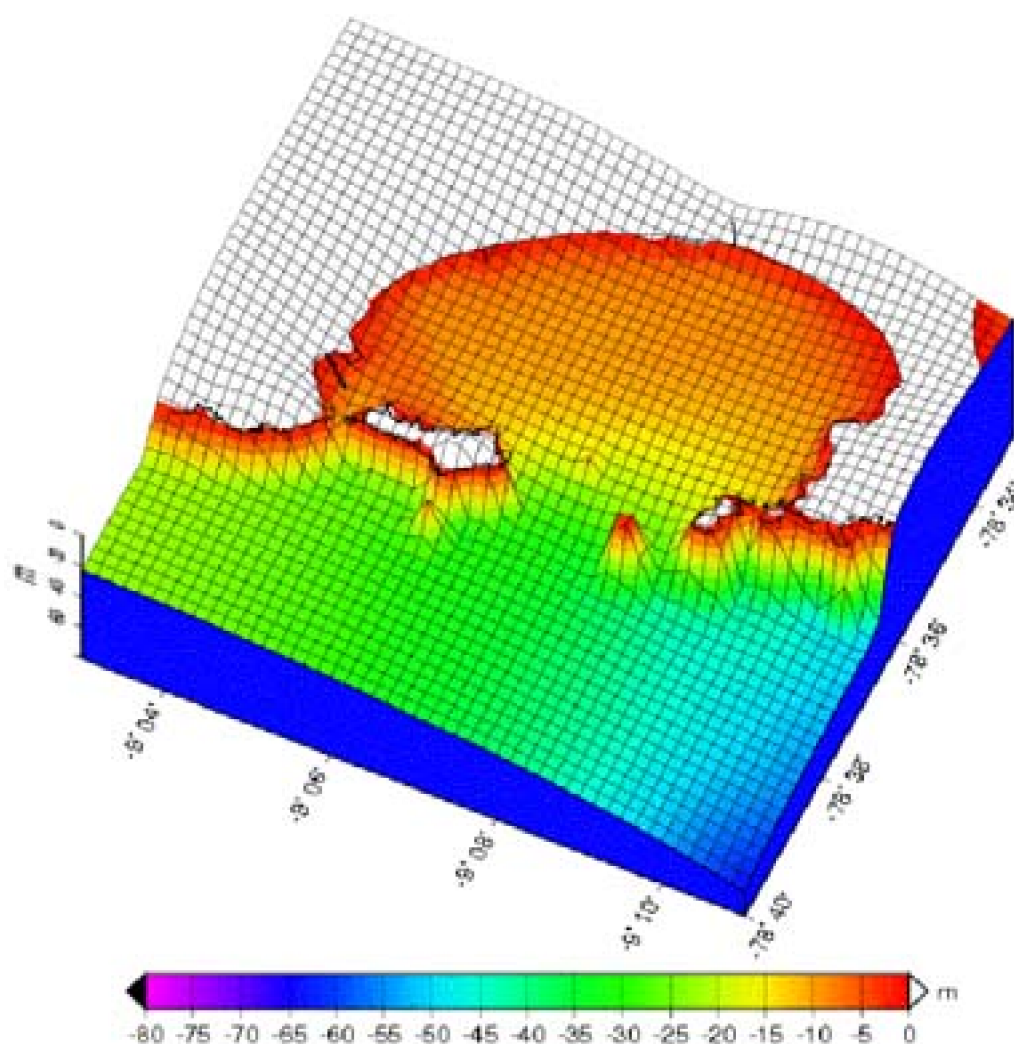


Fig. 4.4.- Gráfico tridimensional de la batimetría de la bahía Ferrol

### 4.1.2 Perfil costero

Los datos del perfil costero, al igual que los datos de batimetría, son de mucha importancia al momento de construir un modelo realístico, ya que es necesario establecer el límite del continente y el océano.

La información de perfil costero la podemos obtener de dos maneras:

a) Usando la base de datos globales, que disponen de información de perfiles costeros para todo el globo y que se encuentran disponibles en Internet de manera gratuita en la siguiente dirección:

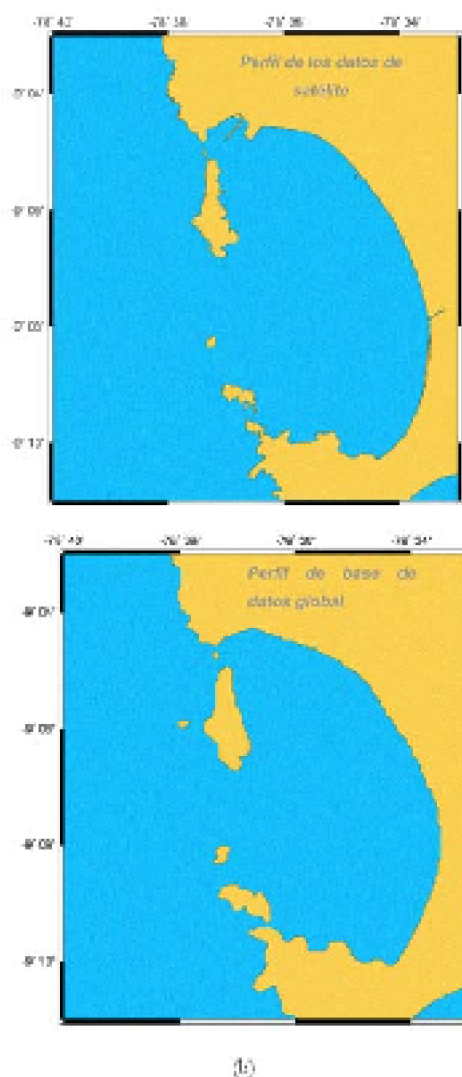
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/shorelines.html>

b) Usando la información de datos de sondajes de alta resolución de las cartas de navegación y batimétricas

c) Usando datos de satélite de alta resolución disponibles en el Internet.

Para el presente trabajo usaremos los datos de perfil costero proveniente de imágenes de satélite, para lo cual emplearemos el programa “google earth”<sup>8</sup> que nos permite visualizar toda la bahía (ver figura 1.1) y la extracción de los datos con las coordenadas del perfil costero lo haremos con el programa g3data<sup>9</sup> cuya distribución es gratuita y se ejecuta en sistema operativo LINUX.

La diferencia entre ambas fuentes de datos es evidente, como se puede ver en las figuras 4.5 y 4.6, hay diferencias apreciables entre ambas bases de datos, de manera especial en el lado sur de la bahía.

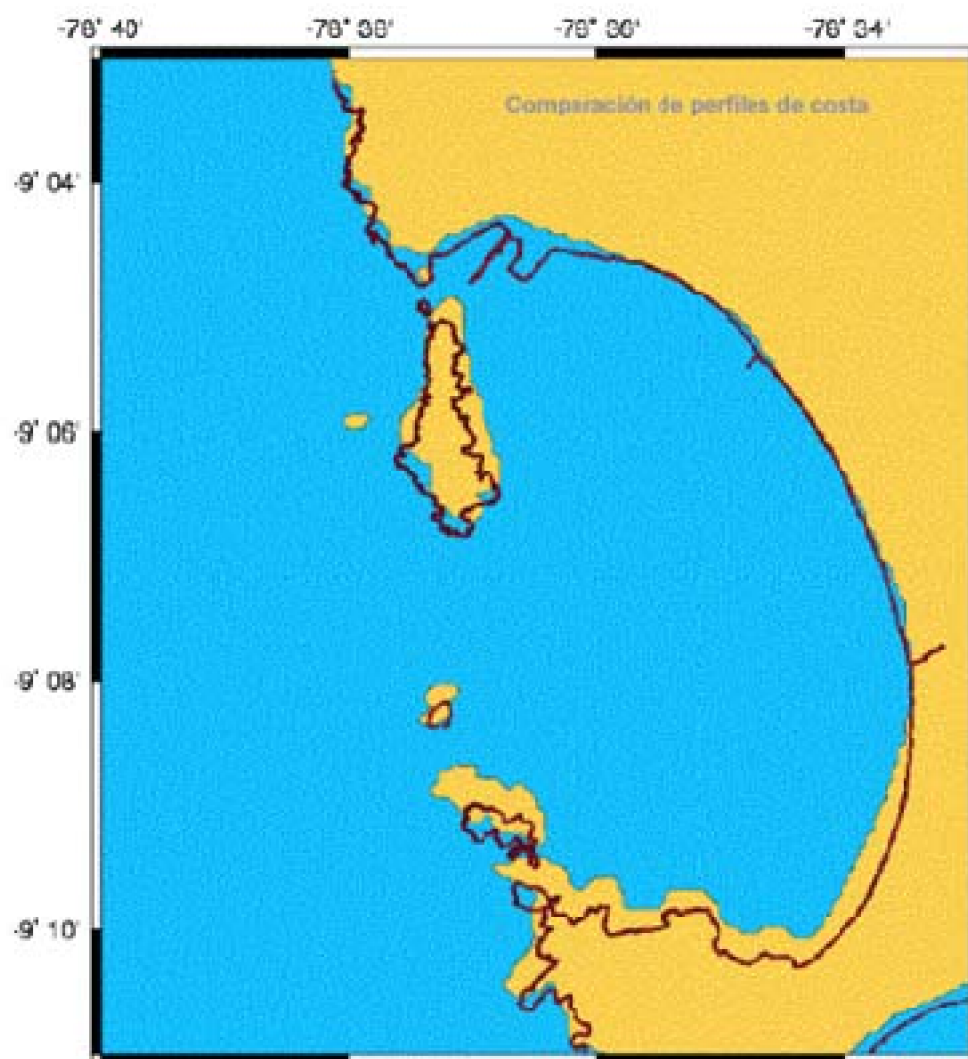


*Fig. 4.5.- (a) Perfil costero de la bahía Ferrol de datos de satélite – google earth, (b) Perfil*

<sup>8</sup> El programa google earth está disponible en Internet de manera gratuita y nos permite visualizar áreas de todo el globo terrestre mediante una combinación de imágenes de satélite.

<sup>9</sup> Es un programa gratuito disponible que funciona bajo entorno Linux, nos permite reconstruir datos a partir de gráficos en formatos gif, jpg,tif, etc.

*costero de la base de datos global – coastline extractor*



*Fig. 4.6.- Comparación de perfil costero de las dos fuentes de datos. La máscara de color amarilla representa los datos de la base de datos global, y la línea ploteada sobre ella representa el perfil costero de datos de satélite.*

## 4.2 Viento

El International Research Institute (IRI) de la Universidad de Columbia, cuenta con información de viento para todo el planeta, con una resolución de 2.5°.

Esta información se encuentra disponible en Internet de manera gratuita en la siguiente dirección:

<http://Ingrid.ldgo.columbia.edu>

Donde se pueden encontrar los datos por periodos de años, estaciones y meses de velocidad de viento meridional, zonal, esfuerzo de viento, etc.

En las figuras 4.7 (a) – (d), se muestran la distribución de vientos para el Océano Pacífico Sur Oriental, entre las coordenadas 0° - 20° S y 70° – 90° W, que son mapas de la climatología de viento elaborado por el IRI.

Otra base de datos que ha sido actualizada es la “Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)” que es el último archivo de datos de observaciones marinas en superficie. Esta base de datos, no solo contiene datos de viento, sino que también están disponibles datos promedio de flujo de calor superficial, temperatura, humedad, presión en promedios mensuales desde 1784 hasta el año 2002 en una resolución de 2°x2°.

La pagina web donde se puede encontrar más información de esta base de datos es la siguiente:

<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/coads/>



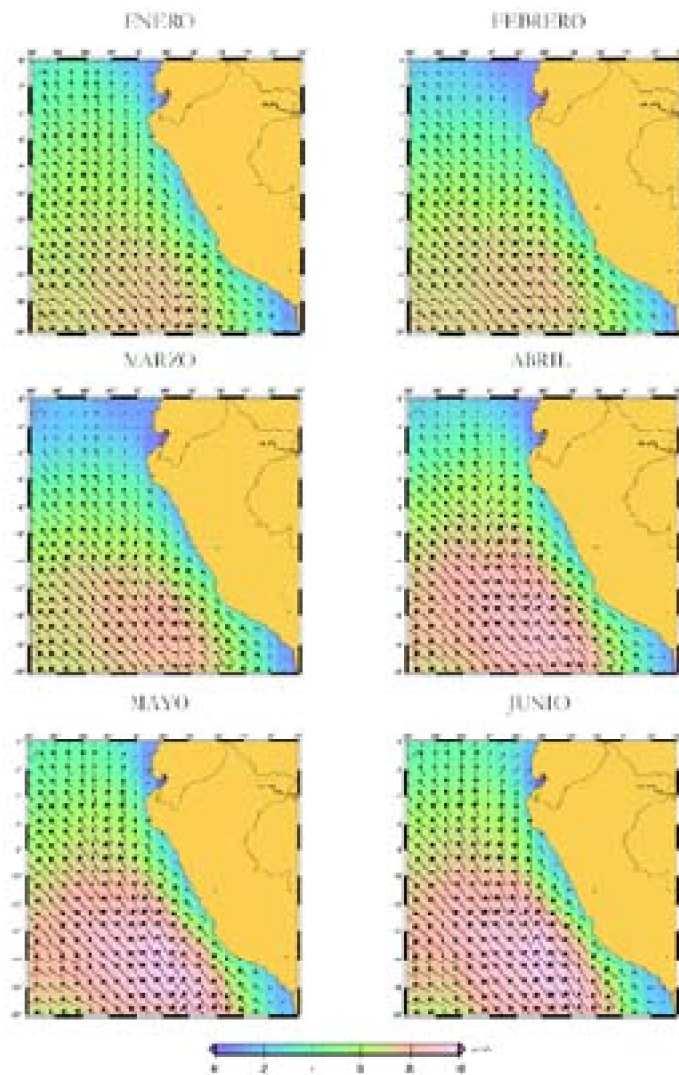


Fig. 4.7 (a).- Gráfico de la climatología de viento según el IRI (Enero-Junio) para la región Perú. Fuente IRI

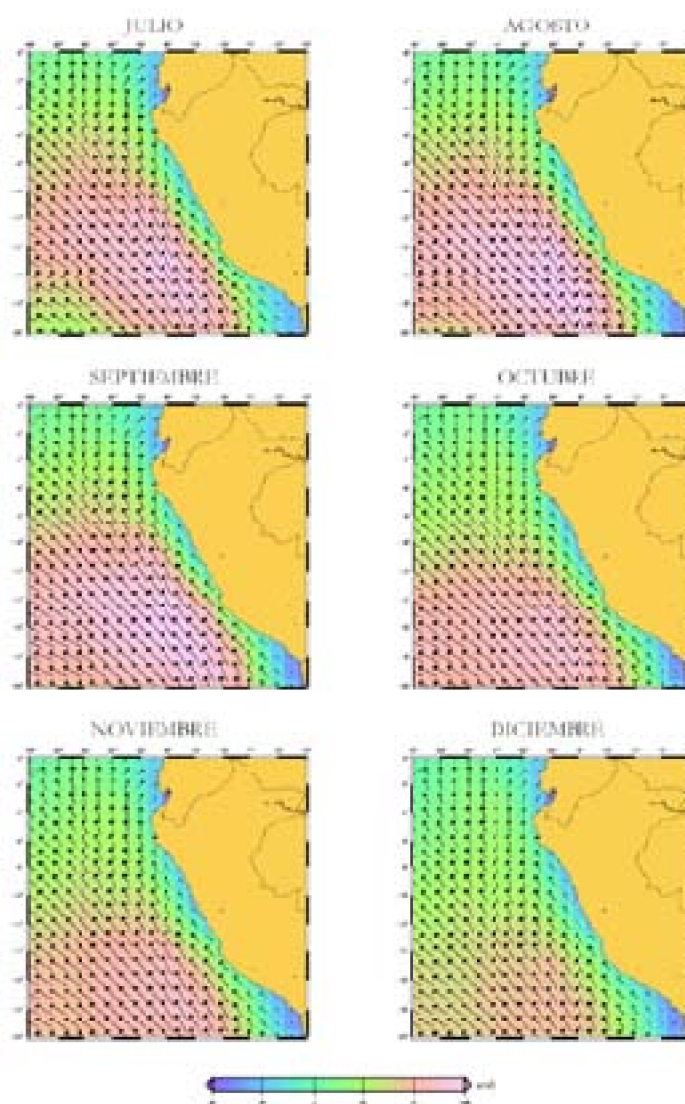


Fig. 4.7 (b).- Gráfico de la climatología de viento (Julio-Diciembre) para la región Perú.  
Fuente IRI



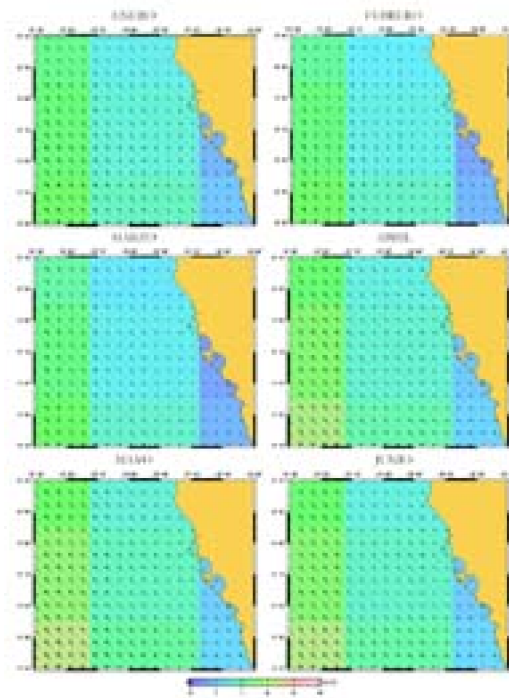


Fig. 4.7 (c).- Gráficos de la climatología de viento (Enero-Junio) para la zona centro del Perú. Fuente IRI

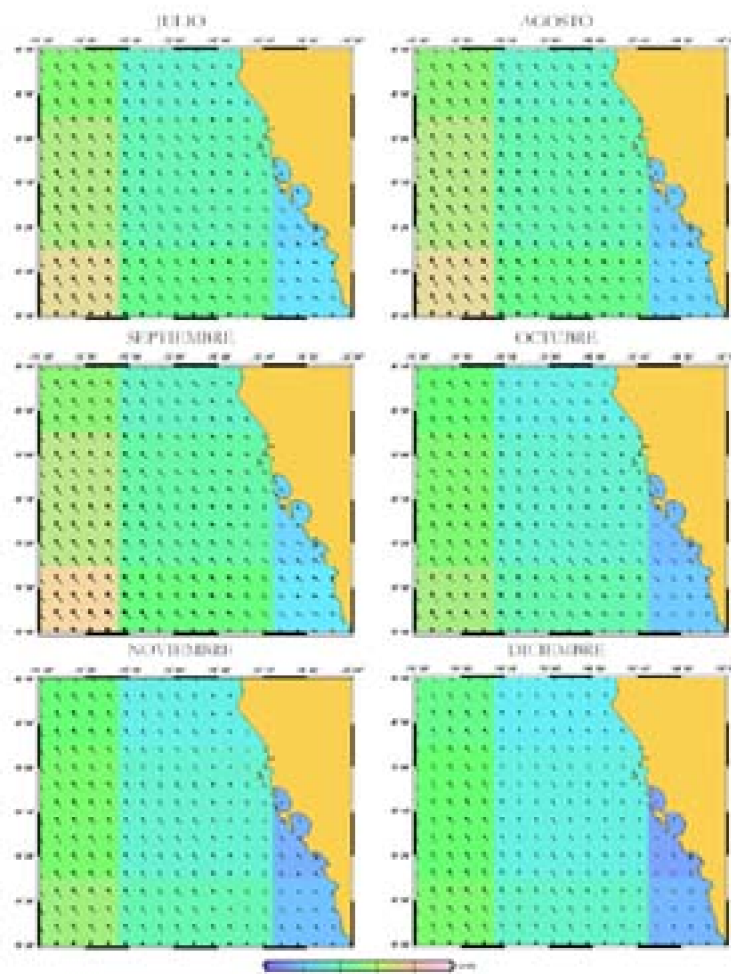


Fig. 4.7 (d)- Gráficos de la climatología de viento (Julio-Diciembre) para la zona centro del Perú. Fuente IRI

## 4.3 Mareas

Con el fin de forzar el modelo con datos de marea, se hizo la extracción de los valores de los constituyentes armónicos de marea del modelo global TOPEX6.0, el cual calcula los valores de los componentes armónicos de marea a partir de los datos de altimetría del satélite TOPEX/POSEIDON, Los datos y código fuente del modelo se encuentran disponibles en Internet en la siguiente dirección web:

<http://www.oce.orst.edu/po/research/tide/global.html>

Se calcularon los valores de los armónicos de marea para el punto  $-78^{\circ}40'00''$ ,  $-9^{\circ}02'00''$  correspondiente a la frontera norte del área de estudio. Los valores calculados se muestran en la tabla 4.1

Tabla 4.1.- Principales componentes armónicos de marea del puerto de Chimbote. Fuente modelo TOPEX6.0

Nombre del Armónico	Símbolo	Periodo (Hr)	Amplitud (m)	Fase (°)
Semidiurna lunar principal	M2	12.42	0.247	280
Semidiurna solar principal	S2	12.00	0.114	240
Semidiurna elíptica lunar	N2	12.66	0.076	170
Diurna luni solar	K1	24.93	0.140	280
Diurna lunar principal	O1	25.82	0.052	300

Donde:

M2, se le denomina Lunar Principal Semidiurna, representa la marea que produciría la luna girando alrededor de la tierra en órbita circular a la altura de la línea ecuatorial a una distancia media de la tierra y también a velocidad media.

S2, se le denomina Solar Principal Semidiurna, y representa la marea que genera el sol al rotar alrededor del plano ecuatorial en una órbita que tendría como radio la distancia media del sol y con la velocidad media del sol.

N2, se le denomina Lunar Elíptico Mayor Semidiurno y representa la variación de la distancia entre la luna y la tierra, debido a la forma elíptica de la órbita de la luna.

K1 y O1, son llamadas declinaciones lunares diurnas y representan la alteración que es consecuencia de la inclinación del plano de la órbita de la luna con respecto al ecuador.

Estos datos recopilados, ya que son provenientes de un modelo global, necesitan ser calibrados para que puedan ser utilizados como forzante en una de las fronteras del modelo.

Para poder verificar si los datos recopilados en la tabla 4.1 representan adecuadamente la caracterización de la marea en el puerto de Chimbote, se recopilaron datos de la tabla de marea elaborado por la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN)<sup>10</sup>, la cual se puede observar en la figura 4.8 y en la figura 4.9

El resultado de la comparación de los niveles calculados por el modelo TOPEX6.0 y los publicados por la DHN se observan la figura 4.10, donde se aprecia que el modelo global tiene una representación adecuada de la caracterización de la marea en la bahía Ferrol, con lo cual estos datos de constituyentes armónicos quedan aptos para ser forzantes del modelo POM.

<sup>10</sup> Los datos de mareas pueden ser descargados de la referencia [11]

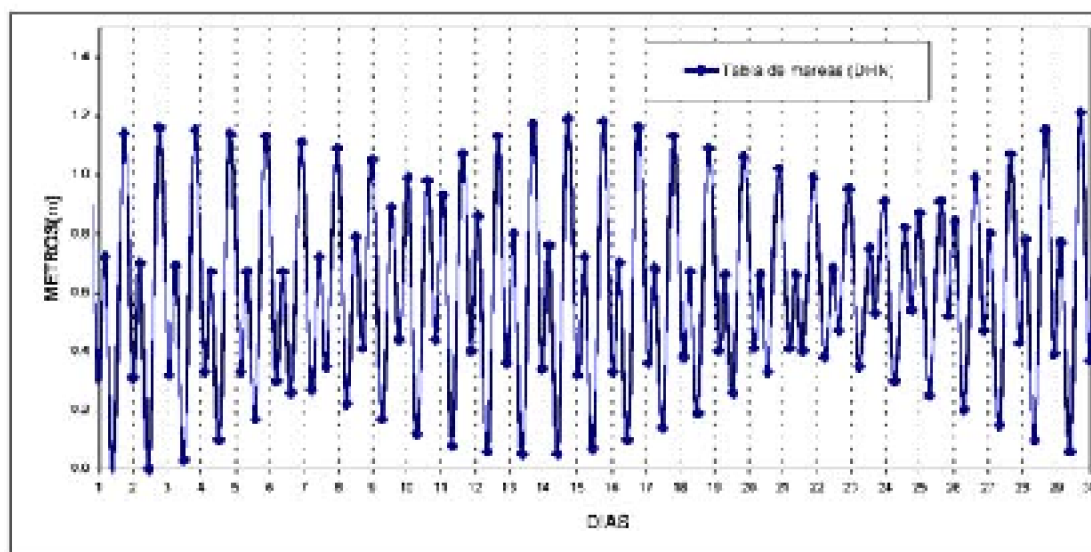


Fig. 4.8.- Gráfico de la marea para la bahía Ferrol para Junio 2002. Fuente DHN-Tabla de mareas

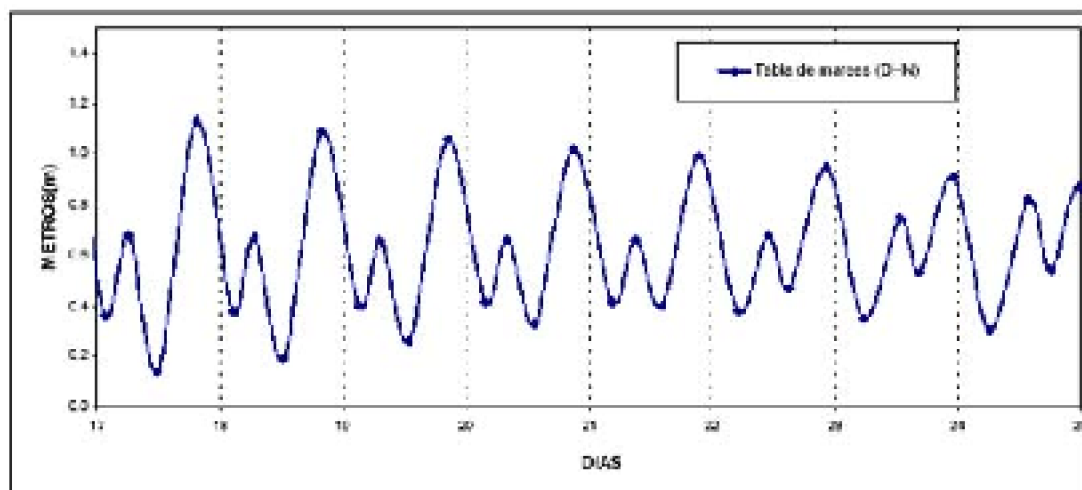


Fig. 4.9.- Gráfico de la marea en la bahía Ferrol para los días 17-25 Junio 2002. Fuente DHN-tabla de mareas

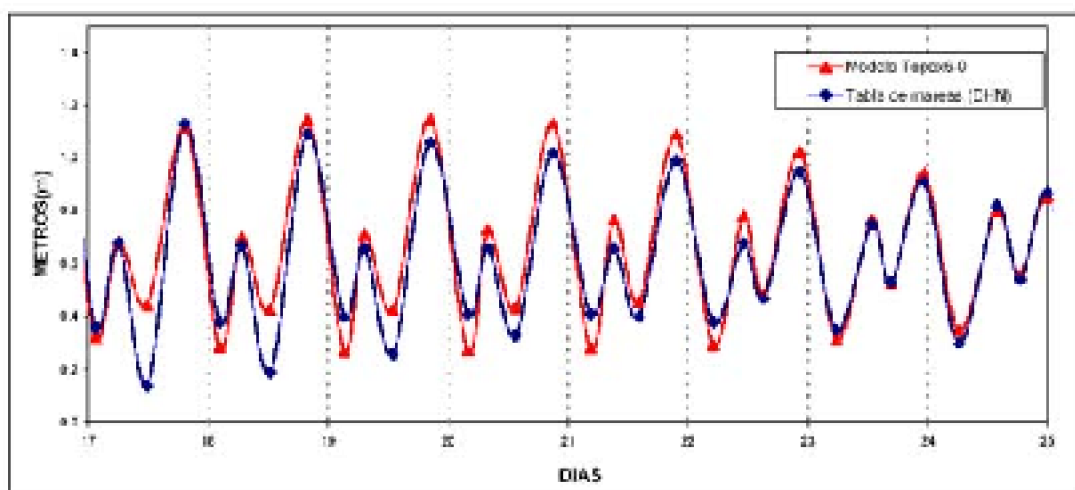


Fig. 4.10.- Comparación de los niveles calculados por el modelo TOPEX6.0 y la tabla de mareas publicadas por la DHN

A partir de los armónicos de la tabla 4.2 se puede conocer el carácter diurno, semidiurno o mixto de la marea, el cual es definido por el coeficiente de forma:

$$F = \frac{K1+O1}{M2+S2} \dots\dots\dots(35)$$

Según este factor la marea se puede clasificar de la siguiente forma:

$F < 0.25$ ; marea semidiurna

$0.25 < F < 1.5$ ; mixta predominantemente semidiurna

$1.5 < F < 3$ ; mixta predominantemente diurna

$F > 4$ ; diurna

Haciendo el cálculo del factor “F” para la bahía de Ferrol, tenemos.

$$F = \frac{0.140 + 0.052}{0.247 + 0.114}$$

Entonces  $F = 0.5318$ , por lo que la marea en la bahía de Ferrol es de carácter mixta predominantemente semidiurna.

## 4.4 Corrientes

El Instituto del Mar del Perú (IMARPE), realizó un estudio oceanográfico en la bahía



Est.	Long.	Lat.	Fecha	Profundidad (m)	Corrientes	
					Velocidad (cm/s)	Dirección(°)
1	-78.6138	-9.07918	22/05/02	0	6.06	218.0
				9	1.04	317.0
2	-78.6009	-9.07923	22/06/02	0	0.27	217.2
				5	0.80	225.5
3	-78.6083	-9.09307	23/06/02	0	4.18	300.4
				7	4.88	84.9
4	-78.59	-9.09533	23/06/02	0	1.75	209.5
				9	1.52	95.1
5	-78.5775	-9.09422	23/06/02	0	5.94	162.0
				6	1.82	131.8
6	-78.6006	-9.11383	23/06/02	0	2.19	157.6
				13	1.38	3.3
7	-78.588	-9.11383	23/06/02	0	1.70	92.3
				10	5.40	192.9
8	-78.5	-9.13273	24/06/02	0	1.50	195.0
				13	4.00	78.8
9	-78.5687	-9.11462	24/06/02	0	5.30	150.8
				6	1.20	12.1
10	-78.5306	-9.13389	24/06/02	0	1.80	180.5
				9	2.10	209.9
11	-78.5913	-9.15015	24/06/02	0	5.50	24.2
				13	4.86	231.1
12	-78.5648	-9.1335	25/06/02	0	2.73	181.8
				7	0.64	92.4
15	-78.5712	-9.15002	24/06/02	0	4.90	44.3
				7	1.50	235.3

**Tabla 4.2.- Datos de corriente para el mes de Junio 2002. Fuente IMARPE**





## CAPÍTULO V: APLICACIÓN DEL MODELO A LA BAHÍA FERROL

Teniendo en cuenta las características oceanográficas, meteorológicas y topográficas del área de estudio, se ejecutó el modelo POM en su modo bidimensional (modo barotrópico) y considerando tres fronteras abiertas y una cerrada (perfil costero), para simular las corrientes superficiales inducidas por viento y mareas en la Bahía de Ferrol, obteniendo así el patrón de circulación de corrientes superficiales bajo los efectos de estas dos forzantes.

El proceso general para la ejecución del modelo numérico puede ser como el que se muestra en la figura 5.1.

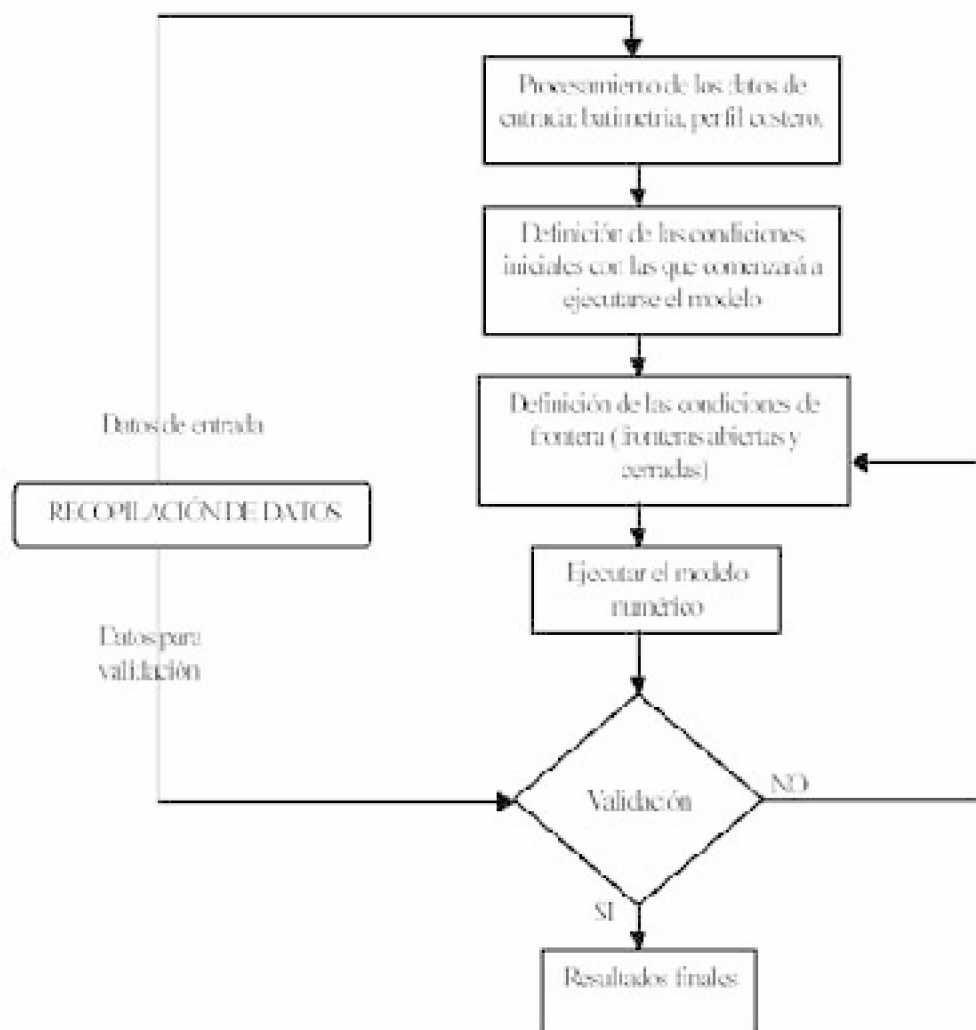
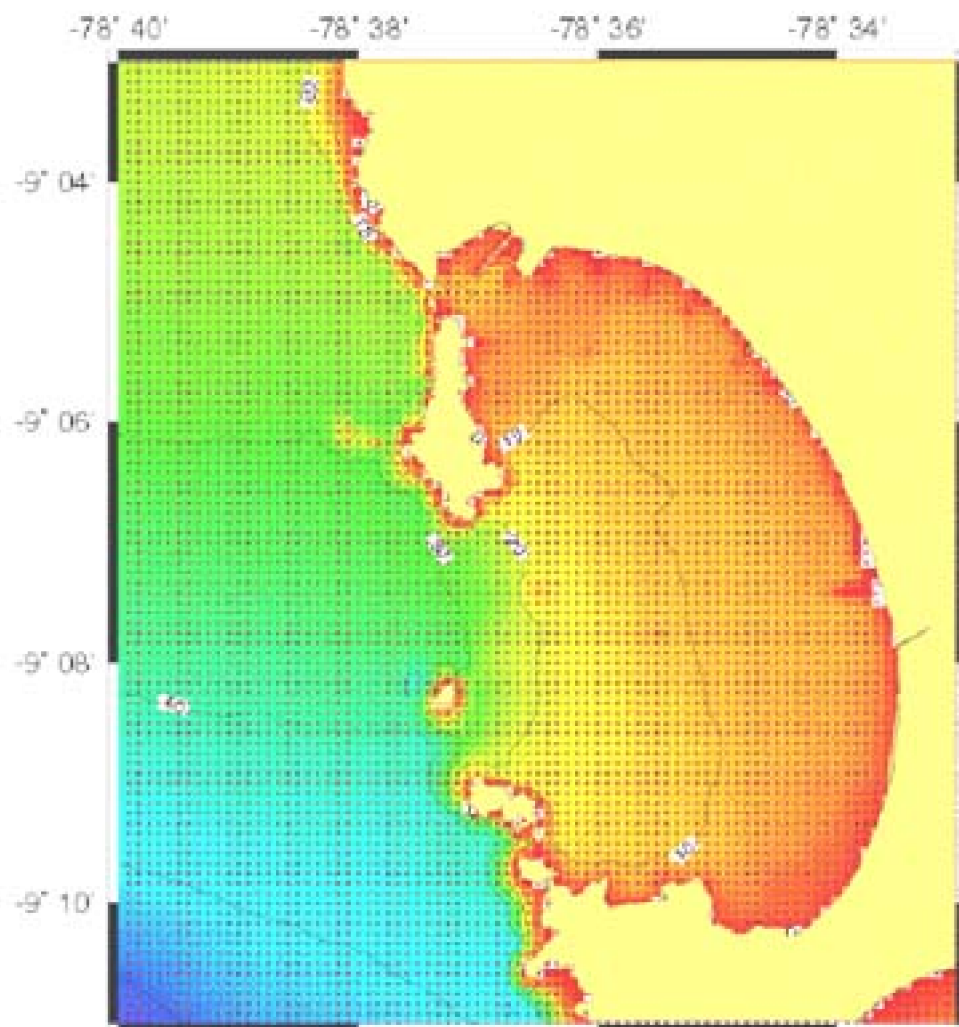


Fig. 5.1.-Diagrama de flujo de los procesos generales para la ejecución de un modelo numérico

## 5.1 Procesamiento de la batimetría y perfil costero

Uno de los primeros pasos para comenzar la modelación, es el procesamiento de los datos de entrada. Para este caso, se procesó la batimetría y el perfil costero en una grilla regular, considerando un incremento de grilla constante para los ejes “x” (longitud) e “y” (latitud) ( $\Delta x = \Delta y = 10'' = 310$  m), obteniéndose una matriz de 67 x 73 puntos como se puede observar en la figura 5.2, que define así el dominio de simulación.

Los programas utilitarios para realizar este proceso fueron GMT, GNUPLOT y AWK. De esta manera, el modelo queda listo para comenzar a realizar las simulaciones de los escenarios que se van a definir en las secciones que siguen a continuación.



*Fig. 5.2 Gráfico de la matriz de puntos de batimetría*

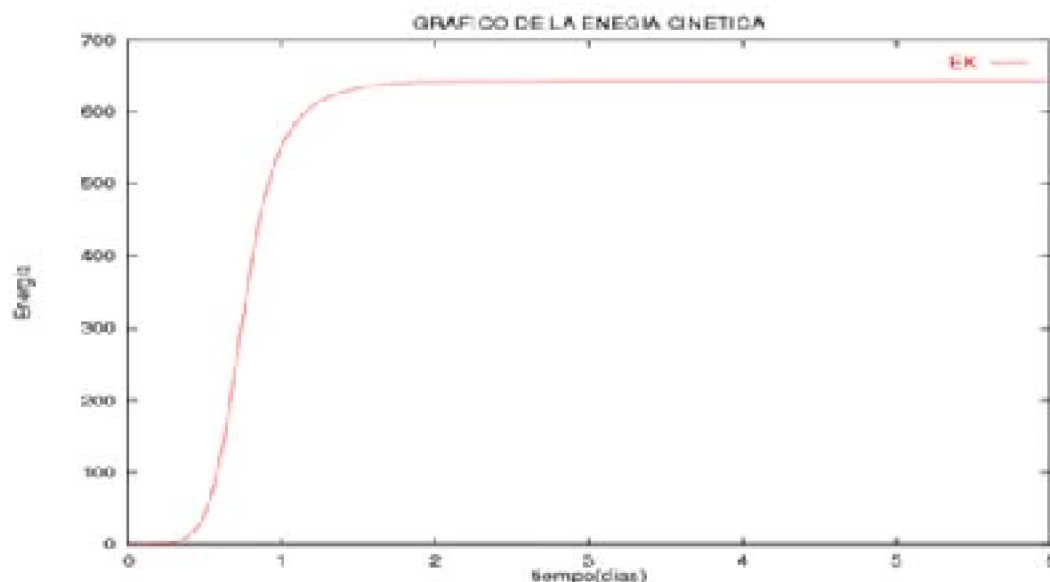
## 5.2 Simulación de las corrientes inducidas por el viento

En esta sección se simuló la influencia del forzante viento en la generación de corrientes superficiales dentro de la bahía.

Se forzó el modelo de acuerdo a la climatología de viento realizada por el IRI en el área de estudio (tal como se muestran en las figuras 4.7(a)-(d)), manteniendo constantes estas condiciones durante todo el tiempo de simulación.

El modelo fue iniciado desde el reposo ("Cold Start"), es decir, se consideraron tanto la elevación del mar como las velocidades "u" y "v" iguales a cero en el instante inicial

( $t=0$ ), por lo que el modelo tuvo que pasar un tiempo de “calentamiento” para llegar a un estado de estabilización, y luego entrar a un régimen de simulación normal. Tomamos como indicador de estabilización la variación de la energía cinética promedio de todo el dominio y el tiempo de simulación, para este caso, fue de 6 días, obteniéndose el siguiente resultado:



*Fig 5.3.- Gráfico de la variación de la energía cinética en la bahía de Ferrol*

Como se aprecia la figura 5.3, la energía cinética va incrementándose hasta que alcanza un estado donde no se presentan más variaciones, lo que nos indica que el modelo se ha estabilizado y los resultados pueden comenzar a considerarse válidos. El tiempo de estabilización es de aproximadamente 48 horas (2 días). Este proceso es consecuencia de haber iniciado el modelo desde el estado de reposo y haber sido forzado con un viento constante en velocidad y dirección para todo el dominio durante todo el tiempo de simulación.

Los resultados de la simulación del efecto del viento en la circulación lo podemos observar en las siguientes figuras:

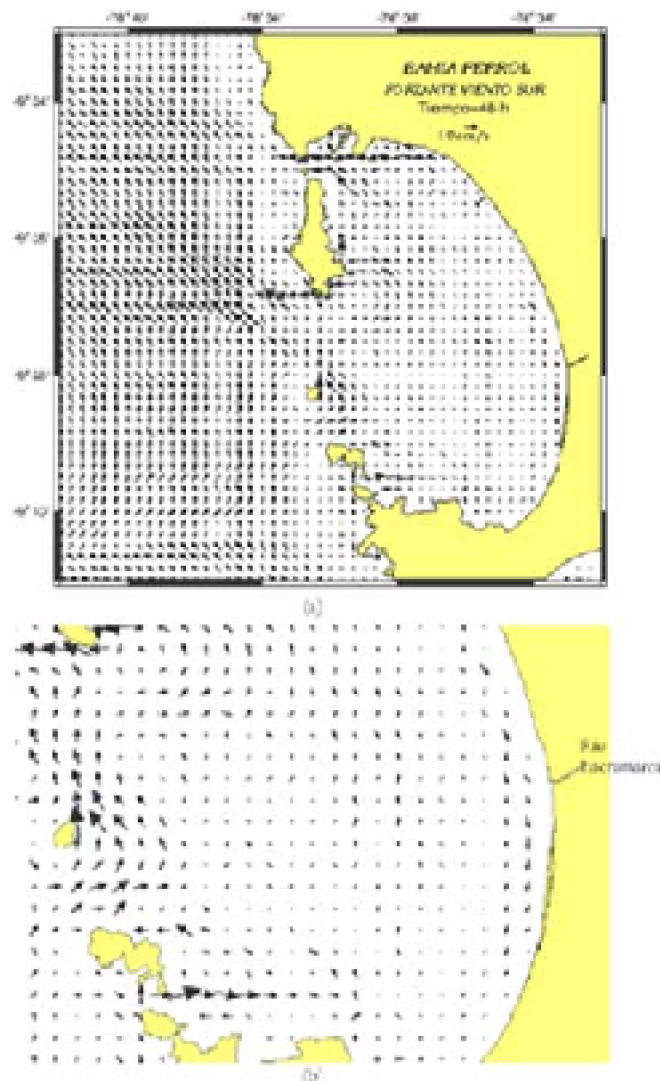


Fig 5.4 .- (a) Simulación de las corrientes superficiales con viento del Sur.. (b) Detalle de las corrientes superficiales en la parte sur de la bahía.

Las figuras 5.4 (a) y (b), son el resultado de forzar el modelo POM con viento del Sur, donde podemos apreciar que la circulación en la zona de estudio muestra claramente dos zonas bien definidas:

La primera zona es dentro de la bahía, donde apreciamos que las corrientes generadas son muy débiles, con promedios de velocidad de 4 cm/s. Las máximas velocidades se presentan en la bocana Norte, ya que debido a su configuración (estrechamiento de área) se generan velocidades con promedios de 12 – 15 cm/s. Además, es notoria también la formación de remolinos (tal como se muestra en la figura 5.4 (b)), lo cual genera un estancamiento de aguas dentro de la bahía.

La segunda zona es fuera de la bahía, donde apreciamos que las corrientes generadas tienen valores más significativas con velocidades promedio de 12 – 16 cm/s y dirección Noroeste.

Según los resultados mostrados en las figuras 5.4(a) y (b), observamos que no existe una condición óptima de circulación en la bahía, lo cual hace que la circulación dentro de la bahía no sea influenciada en gran medida por su medio externo. Por lo tanto, es notorio que la influencia del viento es más significativa fuera de la bahía que dentro de ella.

## **5.3 Simulación de la corriente de marea**

En esta sección, se simuló la influencia de la forzante de marea en la generación de corrientes superficiales dentro de la bahía.

Se definieron dos escenarios de simulación los cuales se detallan a continuación:

1.- Escenario 01: Forzante de marea senoidal

2.- Escenario 02: Forzante de marea con los constituyentes armónicos

Para estos escenarios, el modelo también fue iniciado desde el reposo, considerando que las velocidades de corriente y la variación del nivel del mar fueron nulas en el instante inicial de la simulación.

Los resultados que se muestran corresponden a los periodos de marea ascendente y descendente con intervalos de 2 horas cada una.

### **5.3.1 Escenario 01: Forzante de marea senoidal**

---

Para tener un esquema general de la circulación en la bahía bajo la acción de la marea, se forzó el modelo con una marea ideal, la cual fue representada por la siguiente función:

$$\eta = h_0 + A \times \text{sen}(\alpha) \dots\dots\dots(36)$$

Donde:

$\eta$  : nivel medio del mar

$h_0$ : es el nivel medio del mar

$A$  : amplitud media de marea

$\alpha$ : Ángulo de fase

Haciendo un análisis de los valores de los componentes armónicos de la tabla 4.1, podemos apreciar que la componente armónica que mayor valor posee es la componente M2, cuyos valores de amplitud y fase fueron usados como forzante para el modelo.

Los resultados de la simulación de las corrientes y variación del nivel del mar, se muestran a continuación en las figuras 5.5 y 5.9.

## Corrientes de marea (M2)

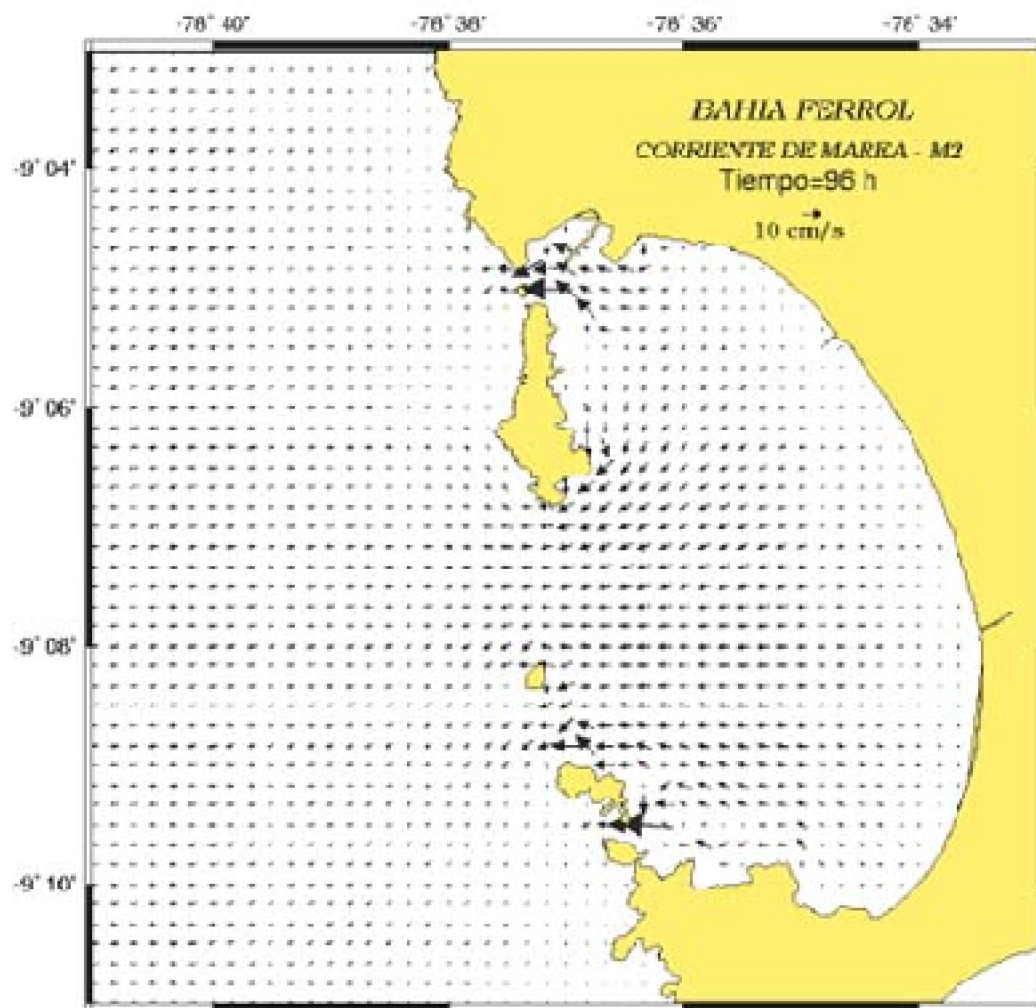
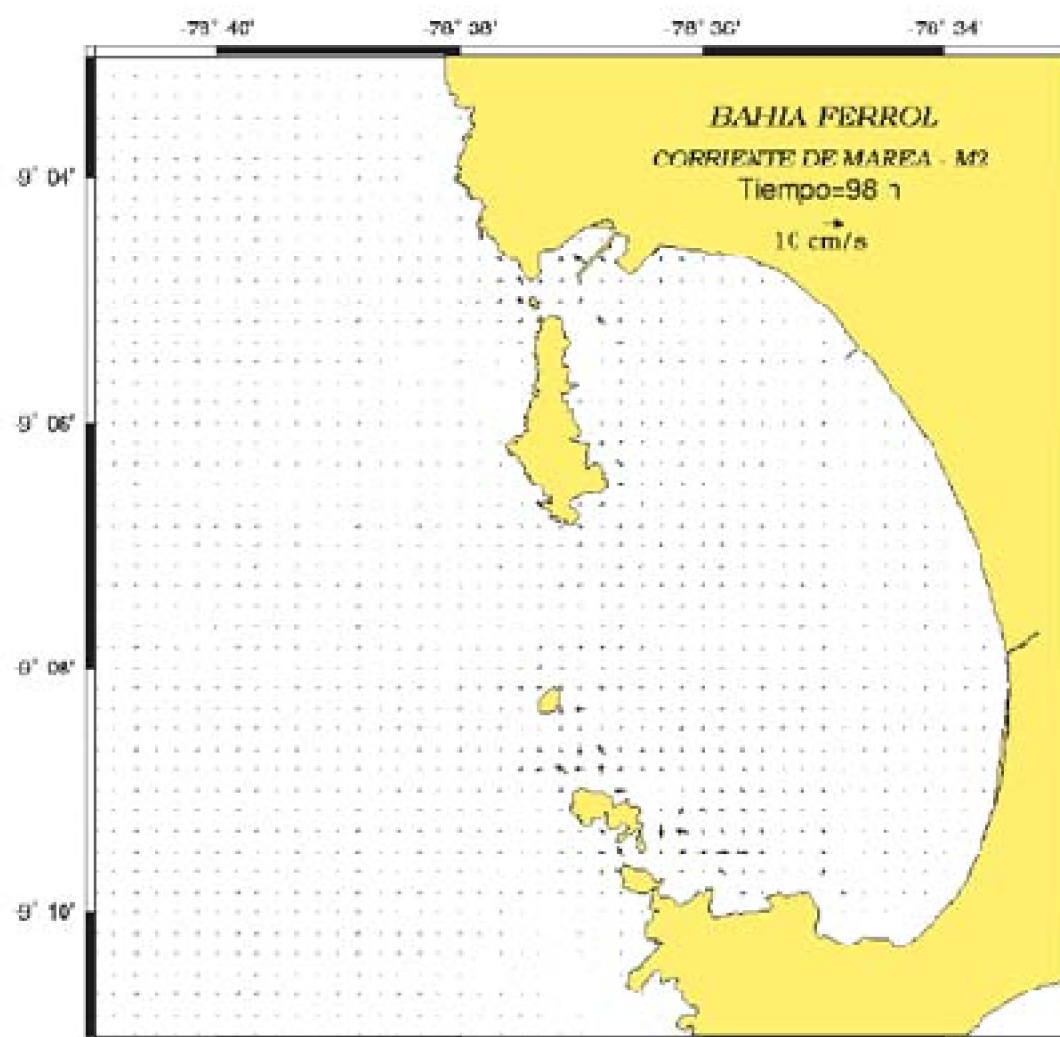


Fig. 5.5.- Simulación de la corriente de marea (armónico M2), a) 96 horas, b) 98 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01



Corrientes de marea (M2)



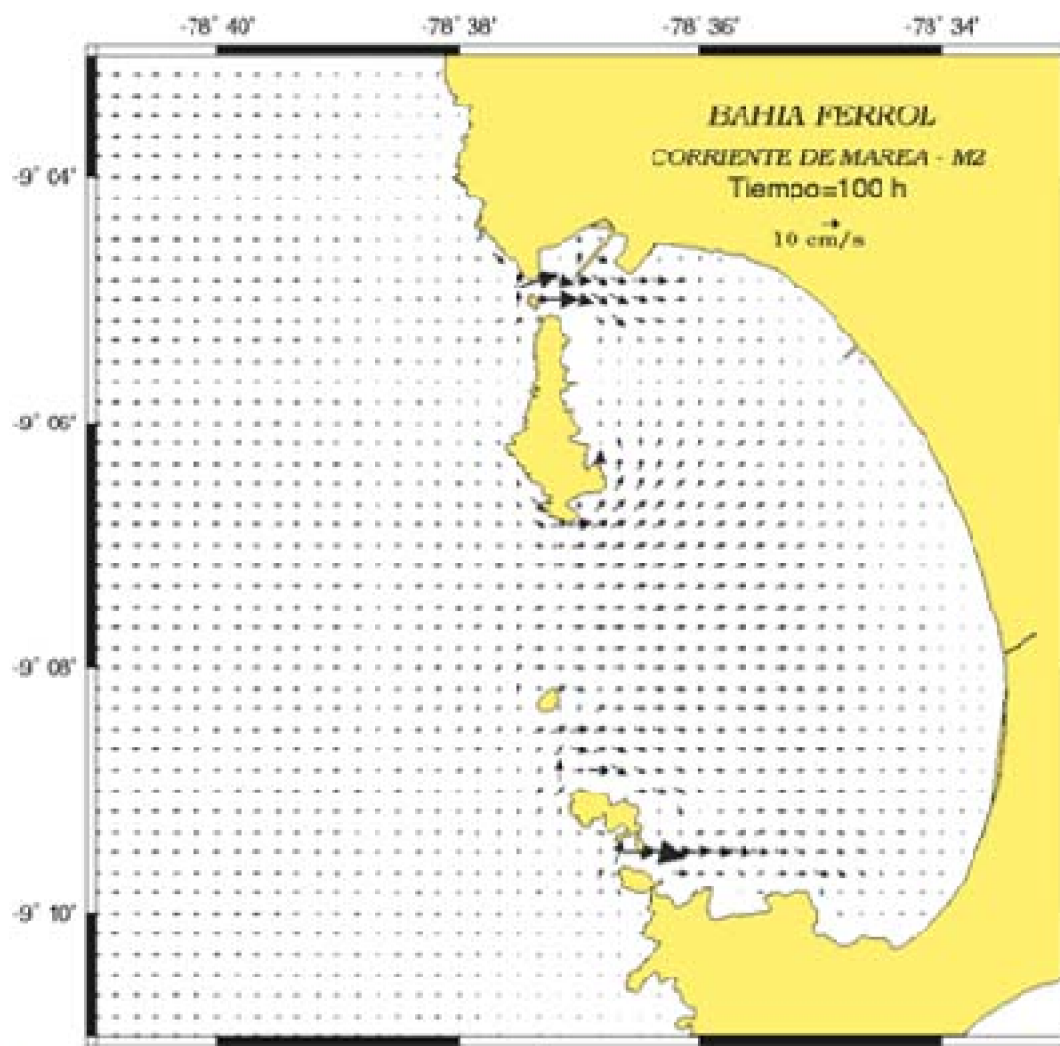
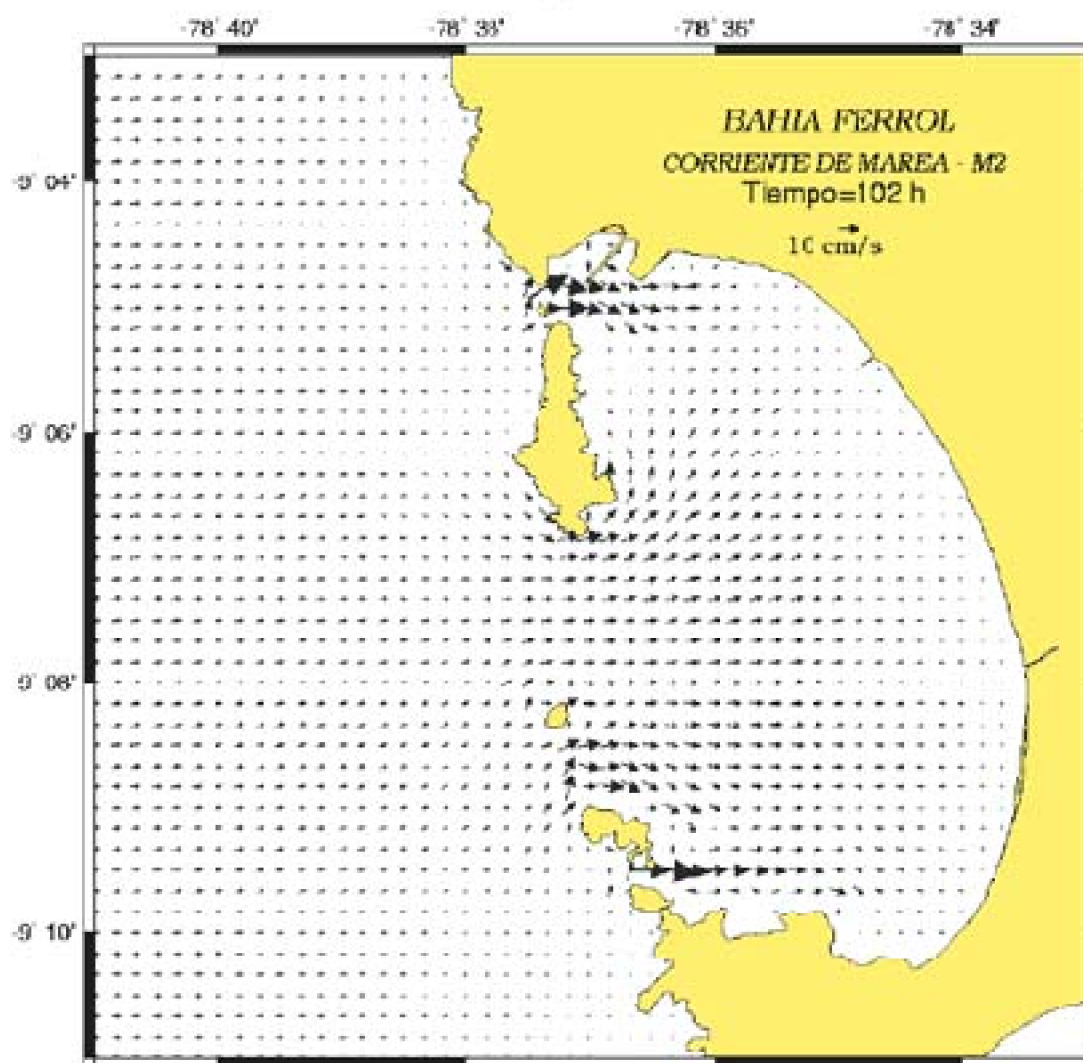


Fig. 5.6.- Simulación de la corriente de marea (armónico M2), a) 100 horas, b) 102 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01



**Corrientes de marea (M2)**

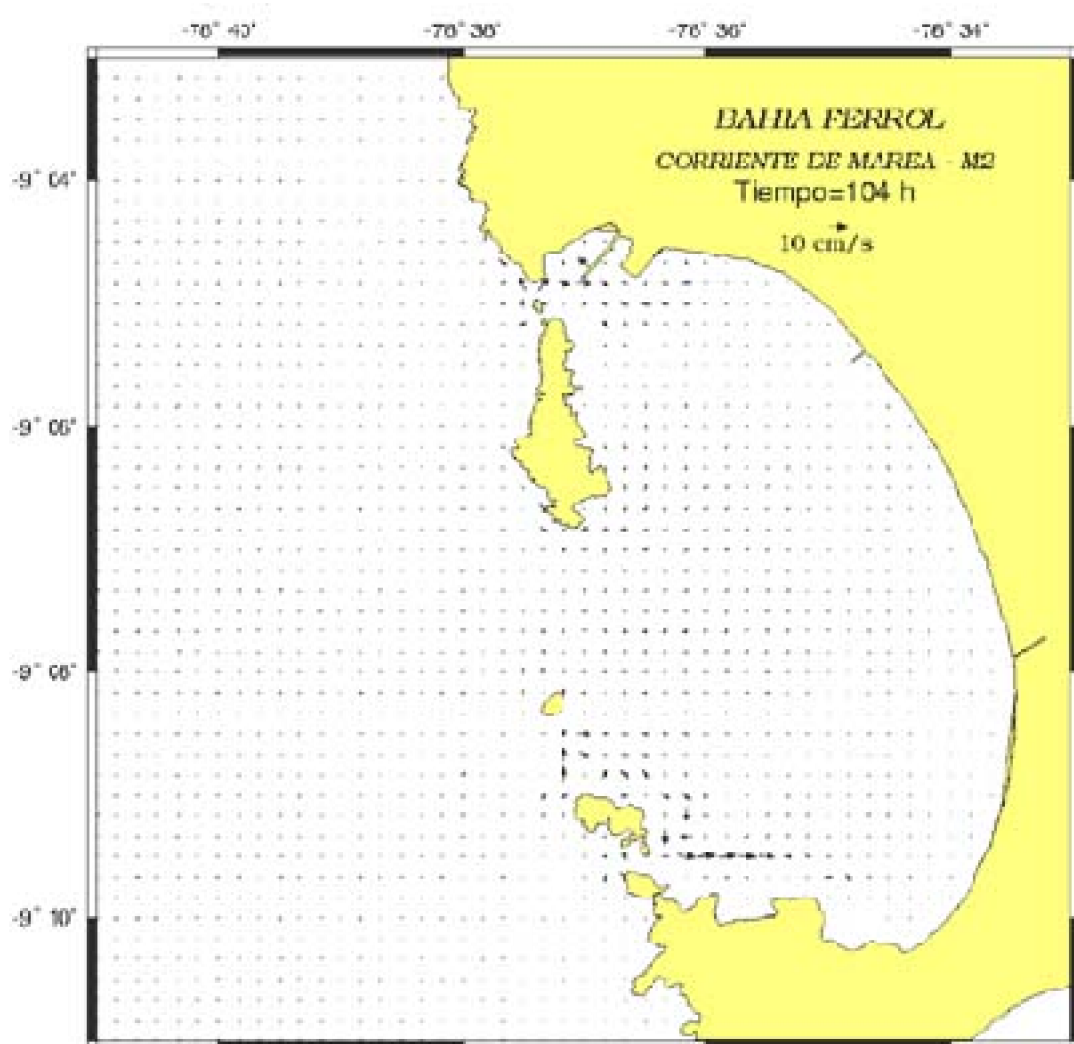
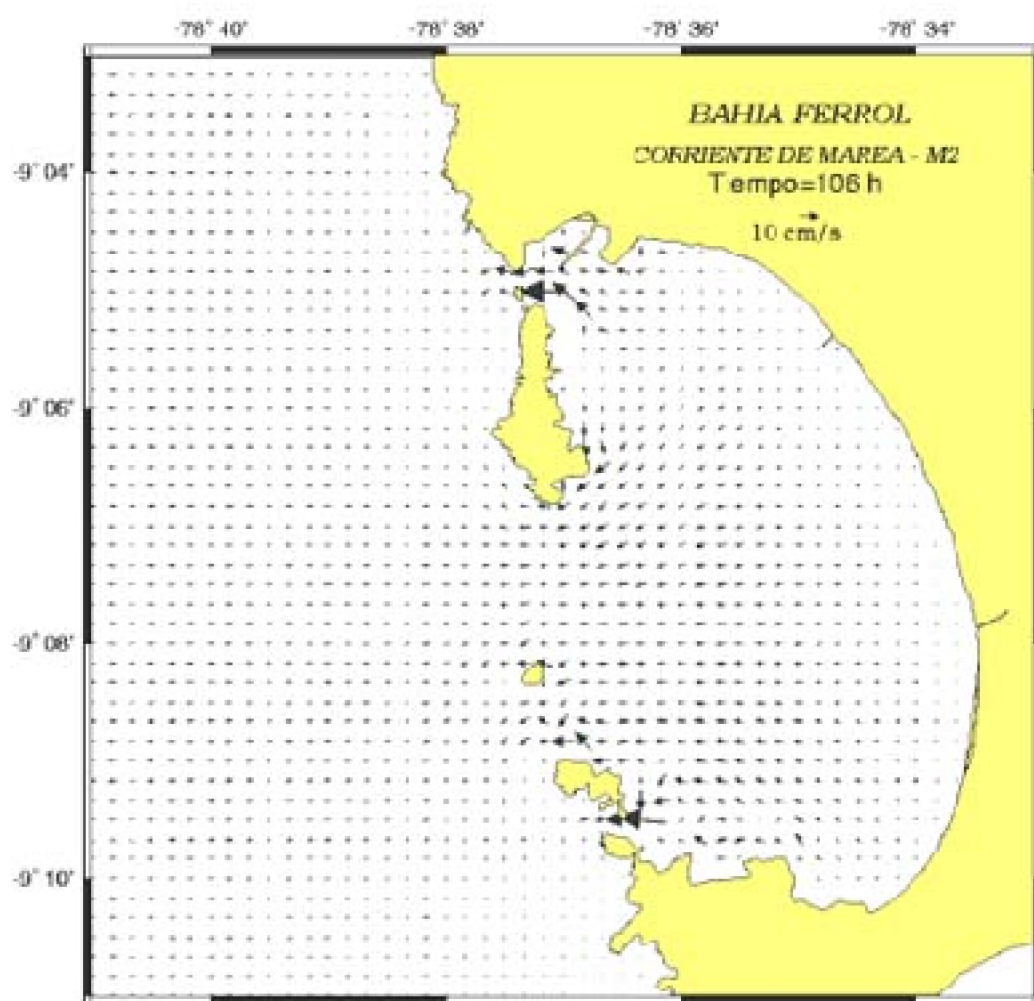


Fig. 5.7.- Simulación de la corriente de marea (armónico M2), a) 104 horas, b) 106 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01



Corrientes de marea (M2)

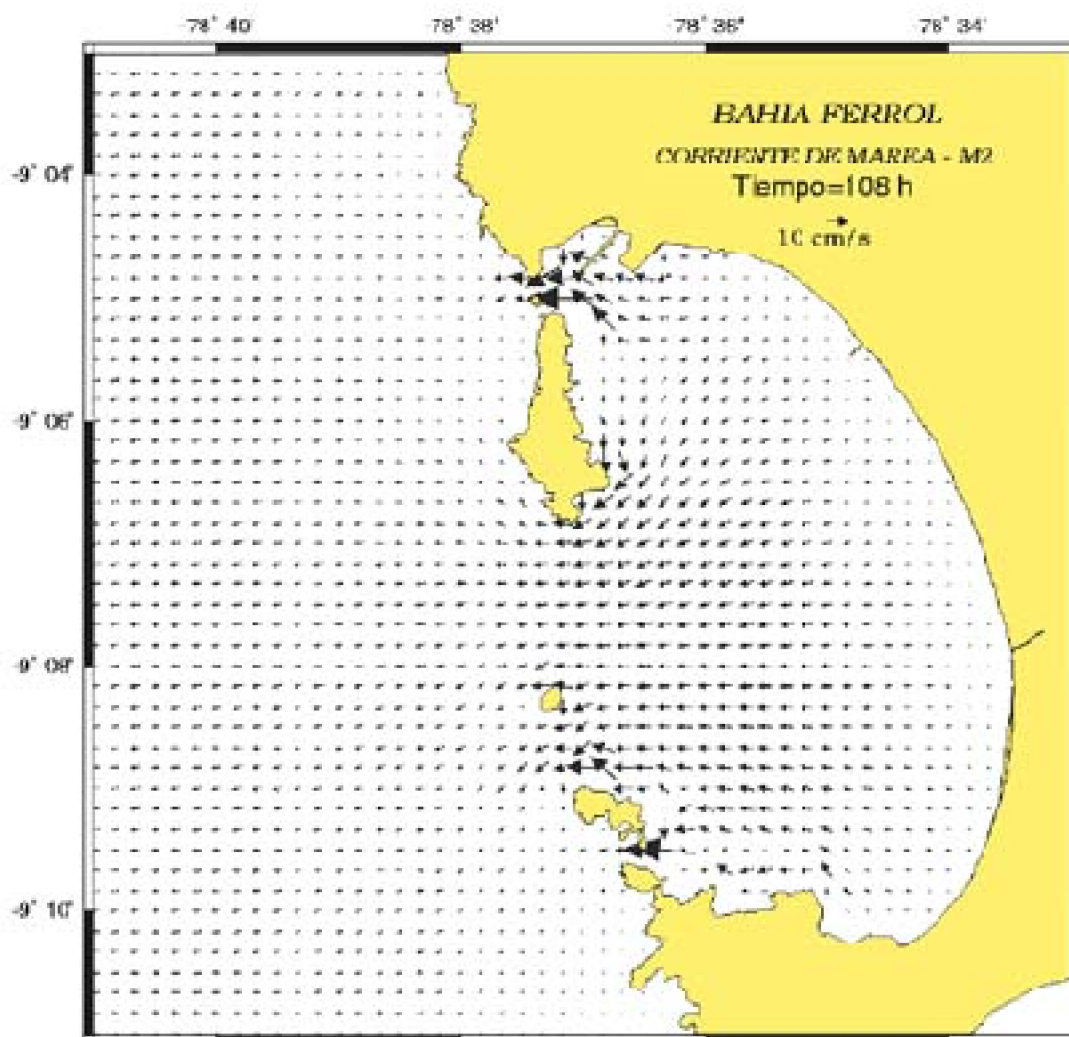


Fig. 5.8.- Simulación de la corriente de marea (armónico M2), a) 108 horas, b) 110 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01

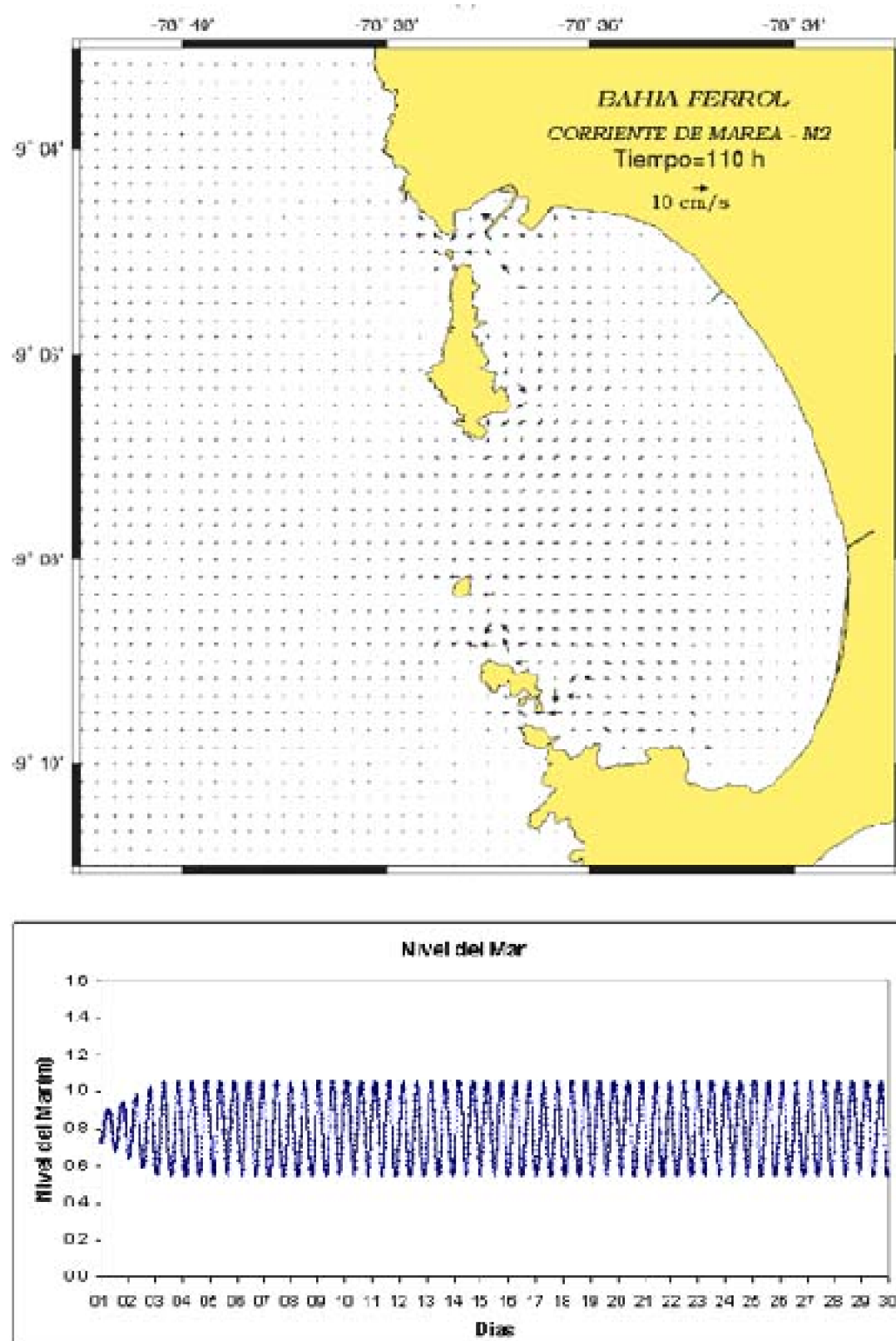
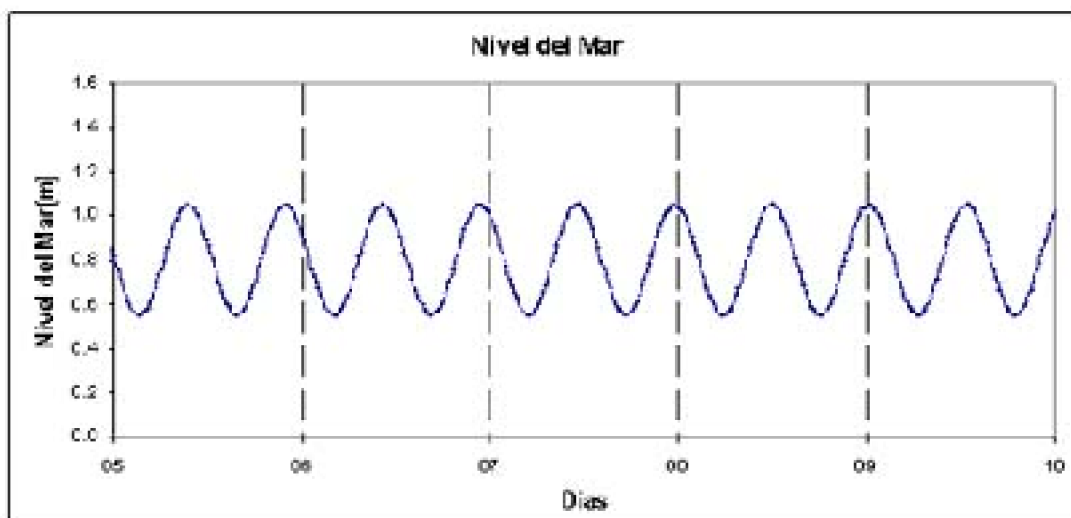


Fig. 5.9.- Gráfico de la variación del nivel del mar con forzante de marea M2, a) 0- 30 días, b) 5 –10 días en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01





Como se observa en la figuras 5.5 - 5.9, la función de marea empleada como forzante (ecuación 36) sólo nos da una representación teórica de la circulación en la bahía y de la variación del nivel del mar; pero a pesar de esto, se comienzan a observar resultados interesantes que nos dan un alcance preliminar del efecto de la marea en la circulación.

Se observa que la inclusión de la forzante de marea en el modelo hace que las velocidades dentro de la bahía se incrementen en comparación a los resultados obtenidos con la forzante de viento; además de esto, las velocidades y dirección de corrientes muestran un régimen oscilatorio, observándose que durante ciertos periodos la dirección de las corrientes es hacia la bahía y después de 6 horas aproximadamente, la dirección de la corriente cambia de dirección. Este proceso es llamado flujo y reflujo que corresponden a los periodos de marea ascendente y descendente.

En cuanto a la variación del nivel del mar (Figuras 5.9a y 5.9b), se observa un régimen de oscilación constante del nivel del mar, producto de la entrada y salida del flujo de corrientes dentro de la bahía.

Sin embargo, para lograr una mejor representación de la circulación y la variación del nivel del mar, es necesario forzar al modelo con mayor información de los armónicos de marea, lo cual nos permitirá hacer una simulación de las corrientes más precisas, captando de este modo las variaciones de las corrientes durante los periodos de marea de sicingia y cuadratura.

### 5.3.2 Escenario 02: Forzante de marea con los constituyentes armónicos

En este escenario, se empleó la forzante de marea con los componentes armónicos de marea que se presentaron en la tabla (4.1).

La función de marea fue representada por la siguiente expresión matemática:

$$\eta = h_0 + \sum_1^k h_r \cos(\omega_r t - \alpha_r) + R_{(t)}$$

Donde:

$h_0$  : es el nivel medio del mar

$h_r$ : es el armónico de marea

$\omega_r$ : es la frecuencia del componente armónico

$\alpha_r$ : es la fase del armónico

$R(t)$ : residuos astronómicos

A continuación se presentan los resultados de la simulación para las velocidades de corrientes y la variación del nivel del mar en el periodo de 0 a 30 días.

Simulación de corrientes: **Forzante de marea**



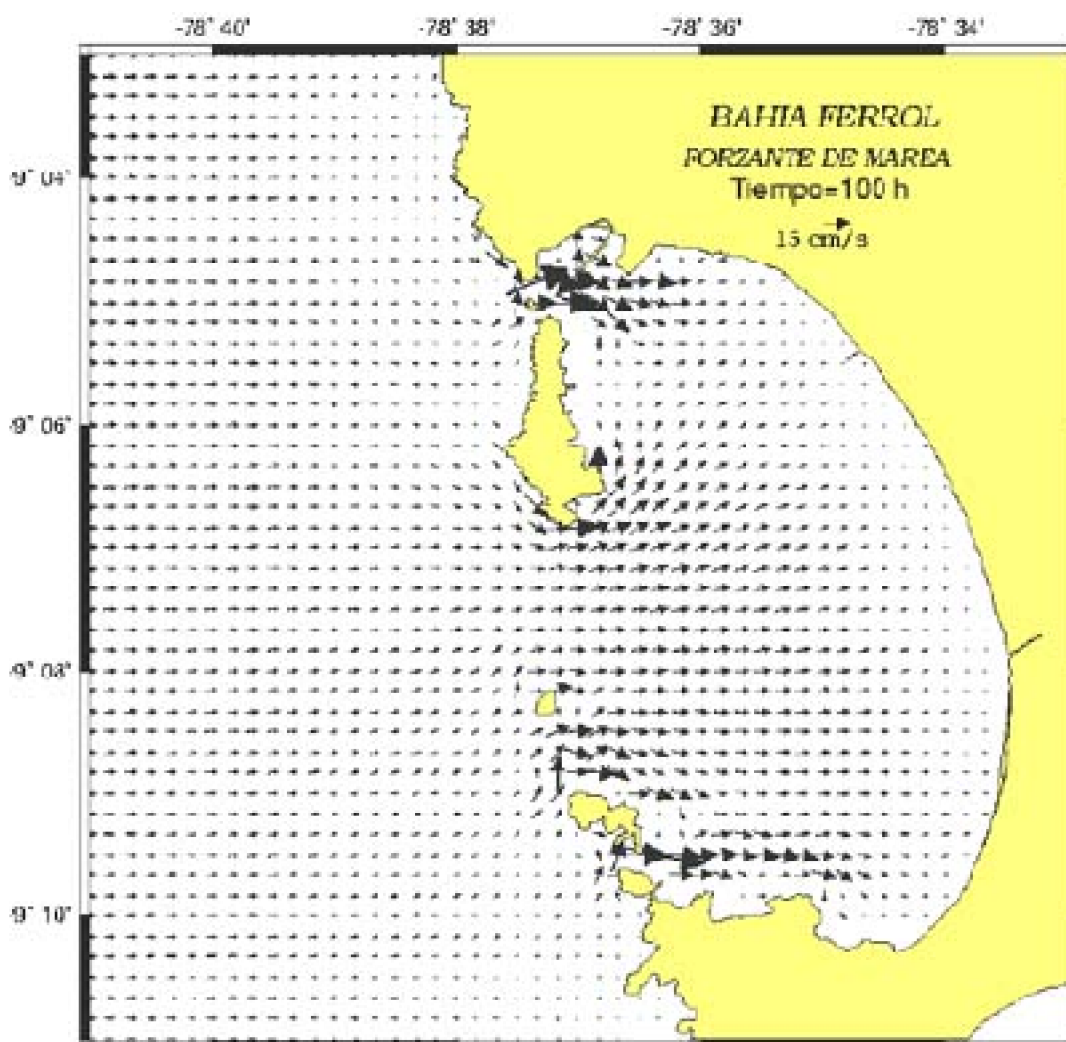
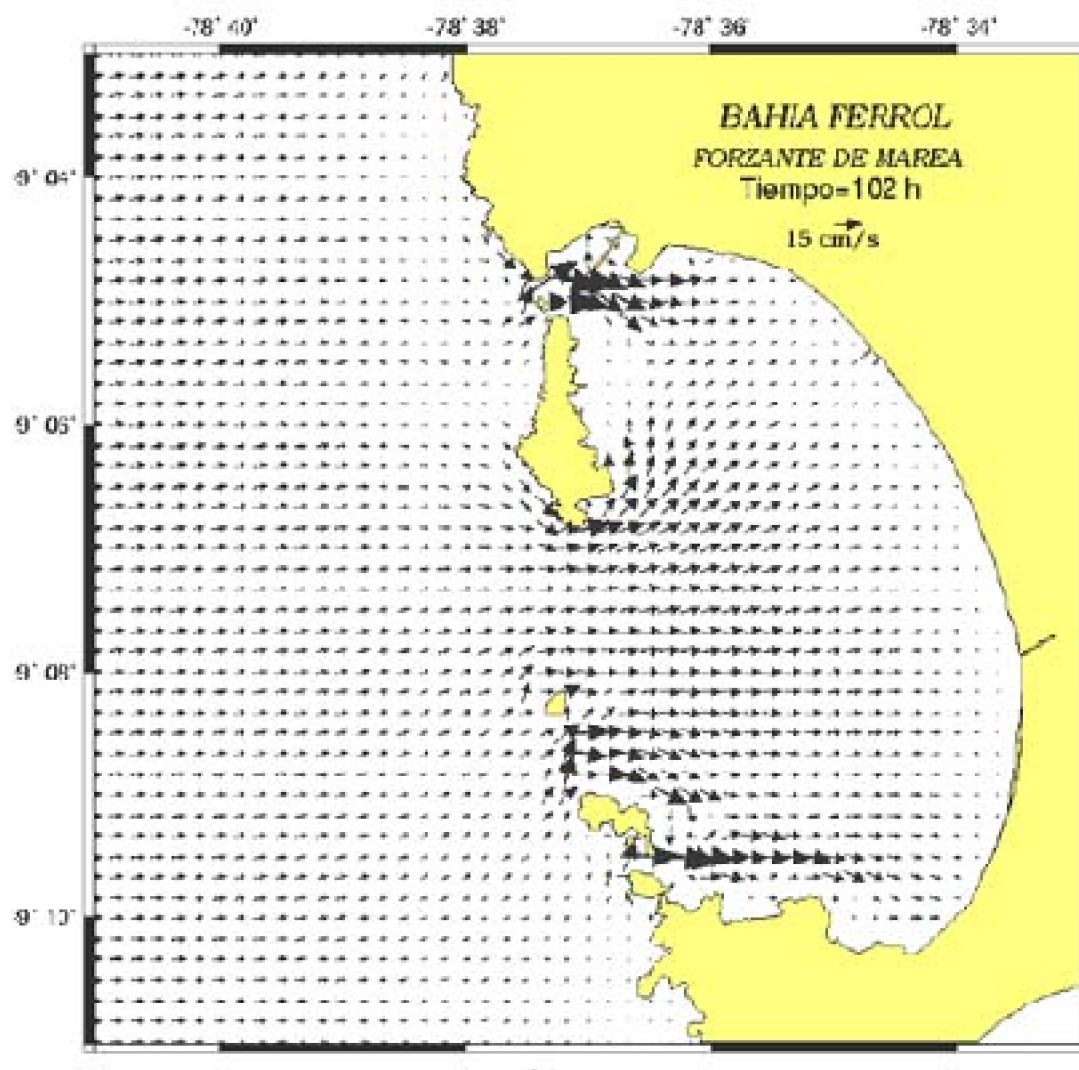


Fig. 5.10- Simulación de la corriente de marea, a) 100 horas, b) 102 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 02



Simulación de corrientes: **Forzante de marea**

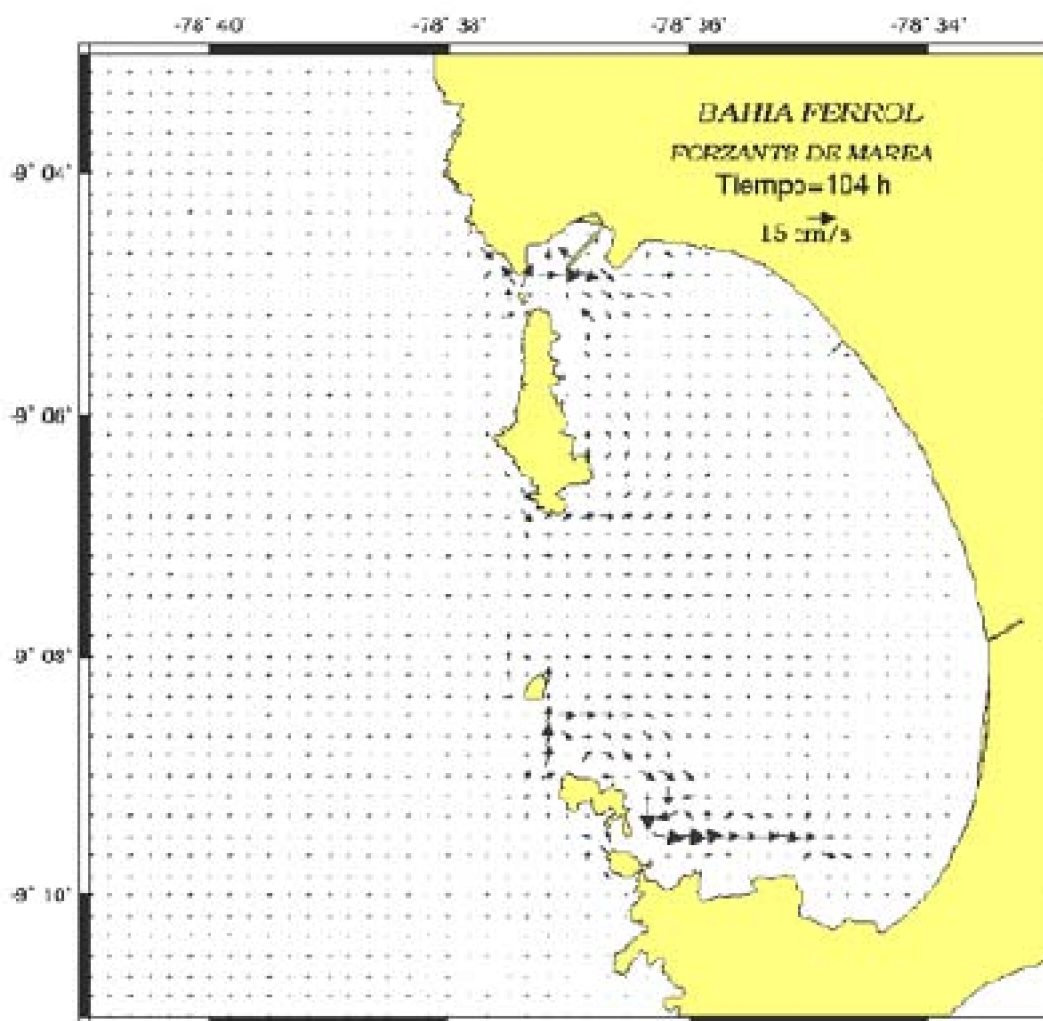
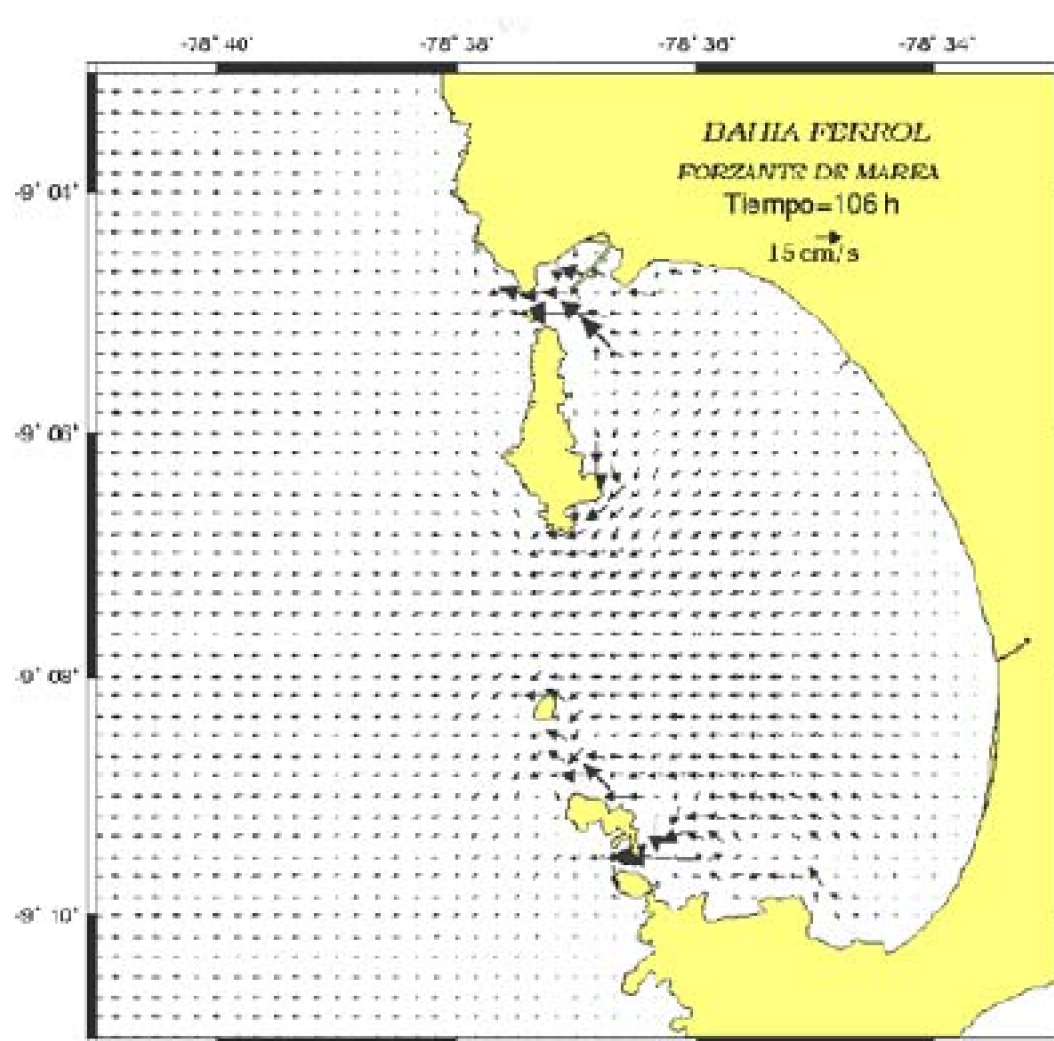


Fig. 5.11.- Simulación de la corriente de marea, a) 104 horas, b) 106 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 02



Simulación de corrientes: **Forzante de marea**

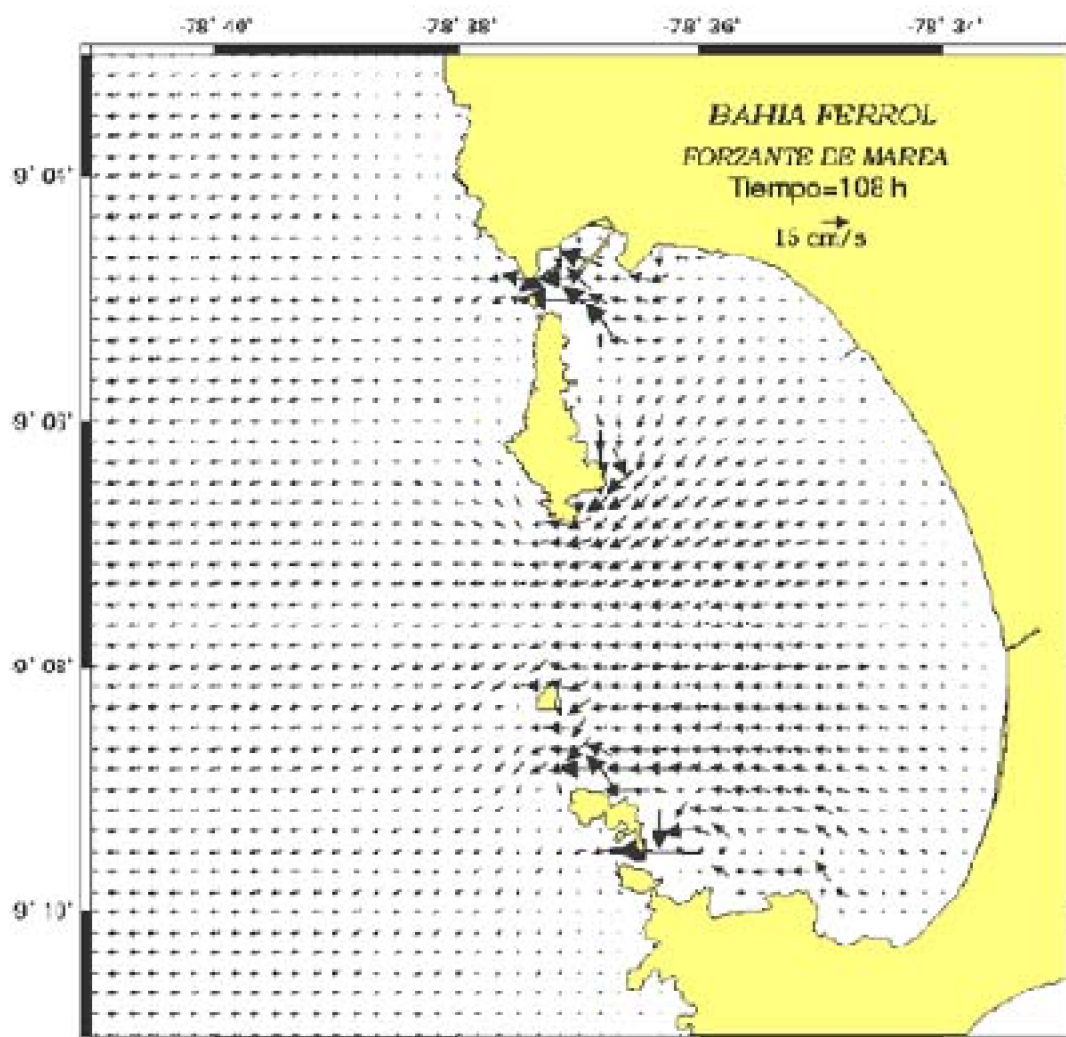
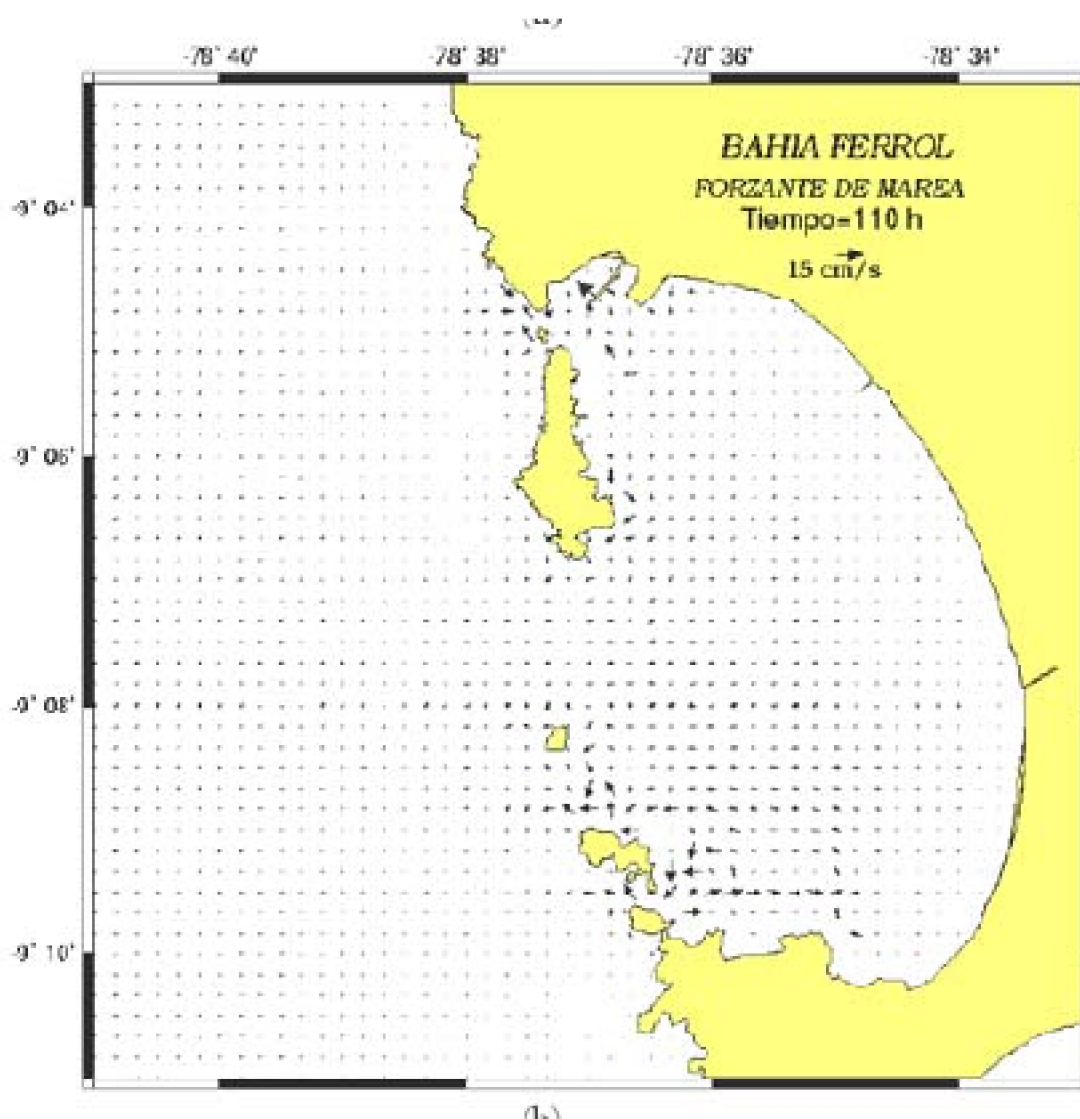


Fig. 5.12.- Simulación de la corriente de marea, a) 108 horas, b) 110 horas en la bahía de Ferrol-Chimbote. Escenario 01





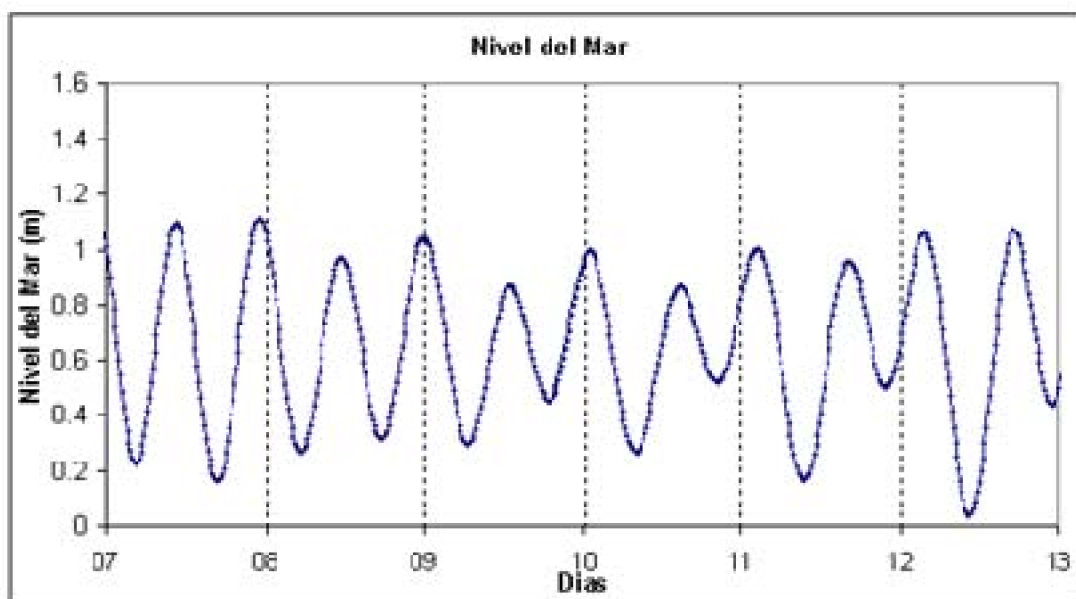


Fig. 5.13.- a) Gráfico de la variación del nivel del mar calculado para los días 7 al 13 de diciembre en el puerto de Chimbote.

Los resultados mostrados en las figuras 5.10 – 5.12, nos indican que el comportamiento de las corrientes varían respecto al simulado en el escenario 01 de las corrientes de marea forzadas con la componente M2, debido a que se han incluido mayor número de componentes armónicos de marea

Los resultados nos muestran que se siguen presentando los flujos y reflujos de acuerdo a los periodos de marea, pero a diferencia del escenario anterior las velocidades muestran valores más altos debido a la inclusión de 4 componente armónicos adicionales a la componente M2, aun así como se observan en las figuras 5.10-5.12 las velocidades son menores a los 15 cm/s. Sin embargo, en determinados instantes las velocidades disminuyen notoriamente (ver figuras 5.11 (a) y 5.12 (b)), por lo que la circulación en la bahía sigue siendo lenta.

A pesar de esto, los valores más altos de velocidad, se presentaron en las bocanas norte y sur, con valores mayores a los 15 cm/s durante determinados periodos, mostrando la formación de remolinos en la zona, producto de la configuración de la bahía.

En cuanto a la variación del nivel del mar, el efecto combinado de los cuatro componentes armónicos produce que la oscilación del nivel del mar no sea constante a diferencia del mostrado en la figura 5.9 del escenario 01.

Estos resultados obtenidos nos dan una mejor visión de la circulación de la bahía y nos permitirán tomar mejores decisiones de solución respecto al problema actual que se presenta en la bahía. Por ejemplo, en cuanto al problema de contaminación, los resultados de la simulación de corrientes nos estarían indicando que el vertimiento de sustancias contaminantes dentro de la bahía, permanecerían atrapado dentro de esta debido a la presencia de flujos de entrada y salida que no permitirían que sean llevado a un lugar alejado de la bahía y como consecuencia se obtiene la acumulación de

sustancias contaminantes las cuales parte de ellas son depositadas en el fondo de la bahía y el resto permanecerían en suspensión, afectando de esta manera el ecosistema marino.

## **5.4 Simulación de corrientes forzados con viento y marea**

En las secciones 5.2 y 5.3 se realizaron las simulaciones de corrientes dentro de la bahía con forzantes de viento y marea, analizando los efectos de dichas forzantes de manera separada, lo cual nos han dado una visión del efecto de cada una ellas en la circulación.

Sin embargo, para obtener un escenario más próximo al real, es necesario combinar ambas forzantes, por lo que en esta sección se simuló el efecto combinado de las forzantes de viento (según la climatología del IRI) y las mareas (empleando los valores de los componentes armónicos de la tabla 4.1).

Los resultados se pueden observar en las siguientes figuras:

Simulación de corrientes: **Forzante viento + marea**



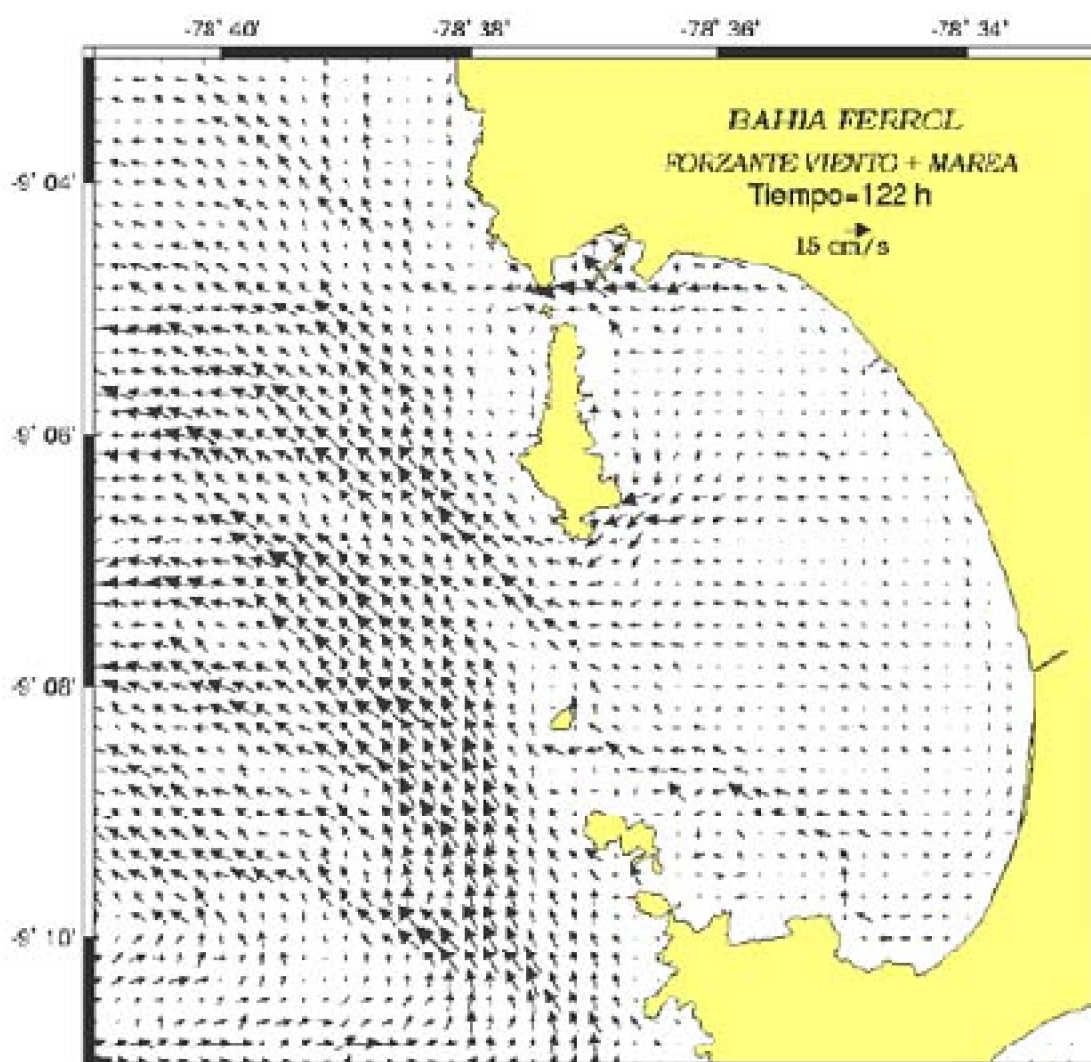


Fig 5.14. Simulación de corrientes superficiales (viento + marea) durante el quinto día de simulación a) 122 horas, b) 124 horas

**Simulación de corrientes:** Forzante viento + marea

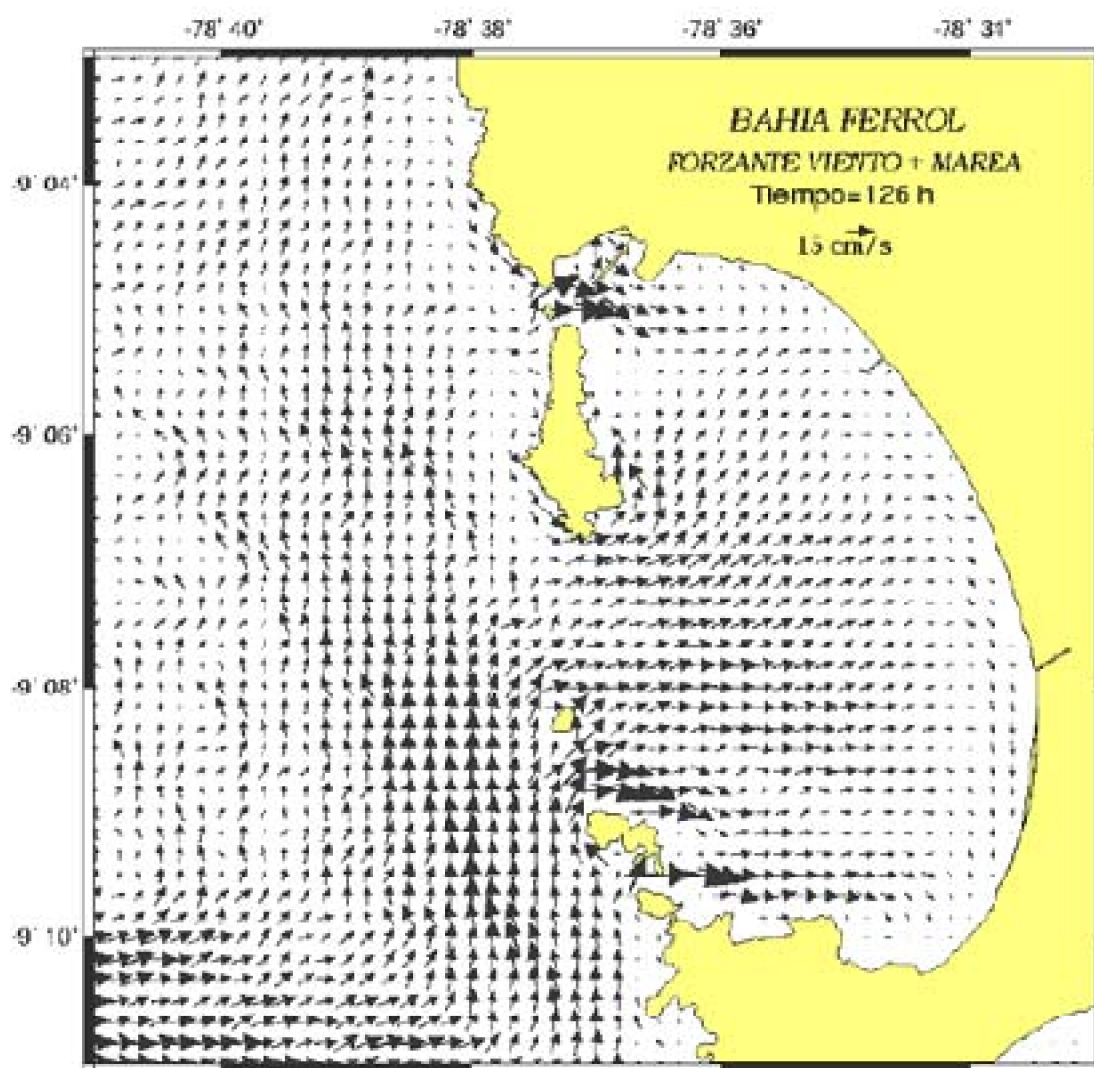
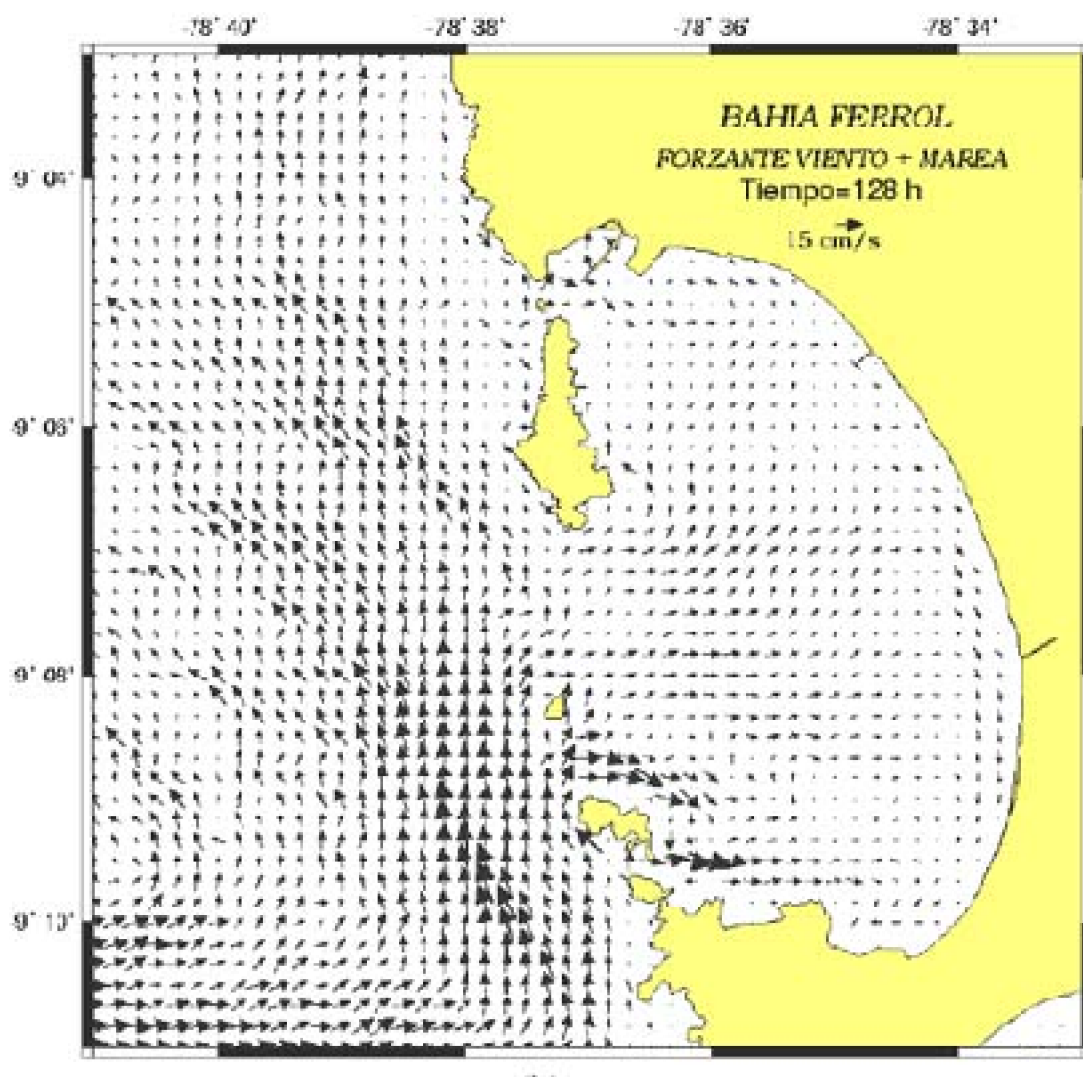


Fig 5.15. Simulación de corrientes superficiales (viento +marea) durante el quinto día de simulación a) 126 horas, b) 128 horas



**Simulación de corrientes:** Forzante viento + marea

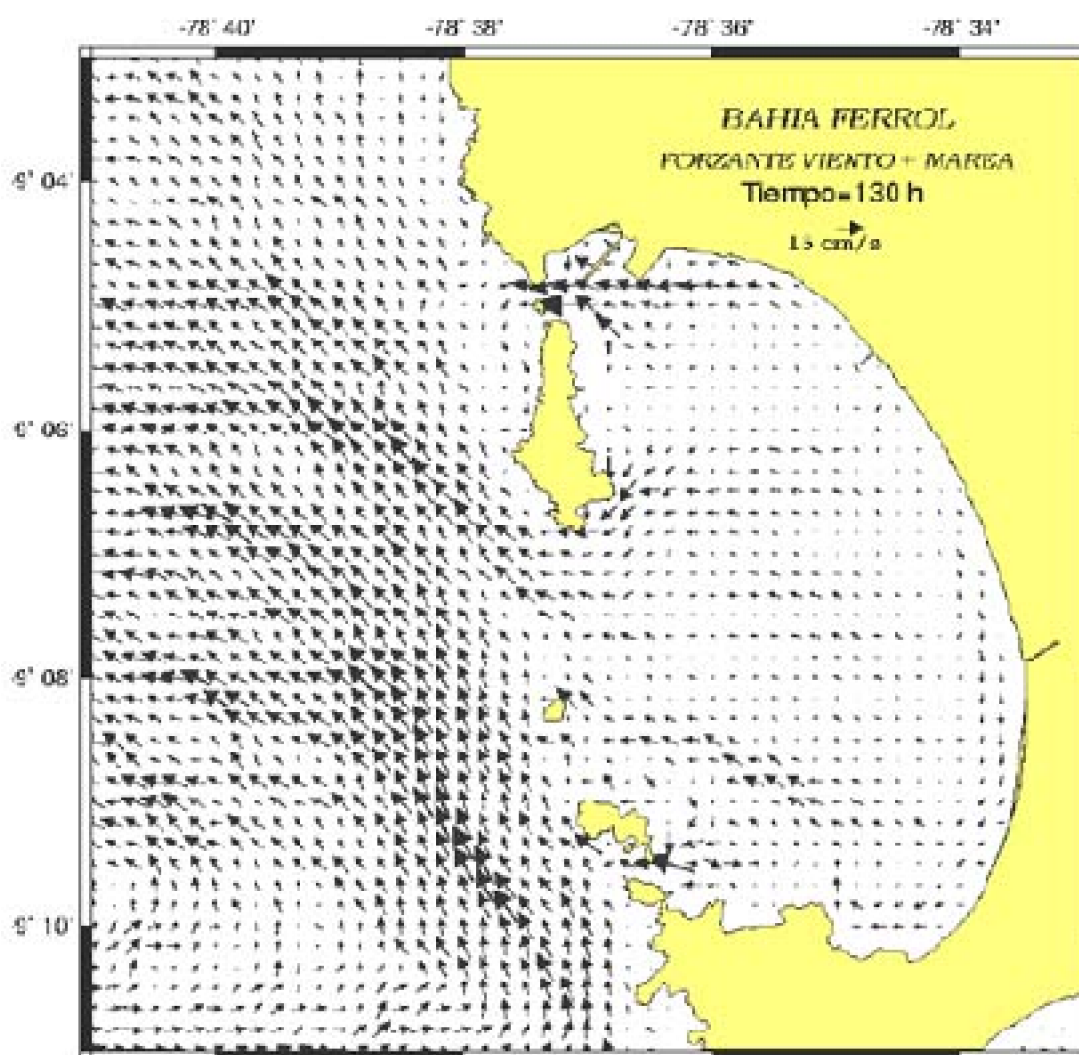
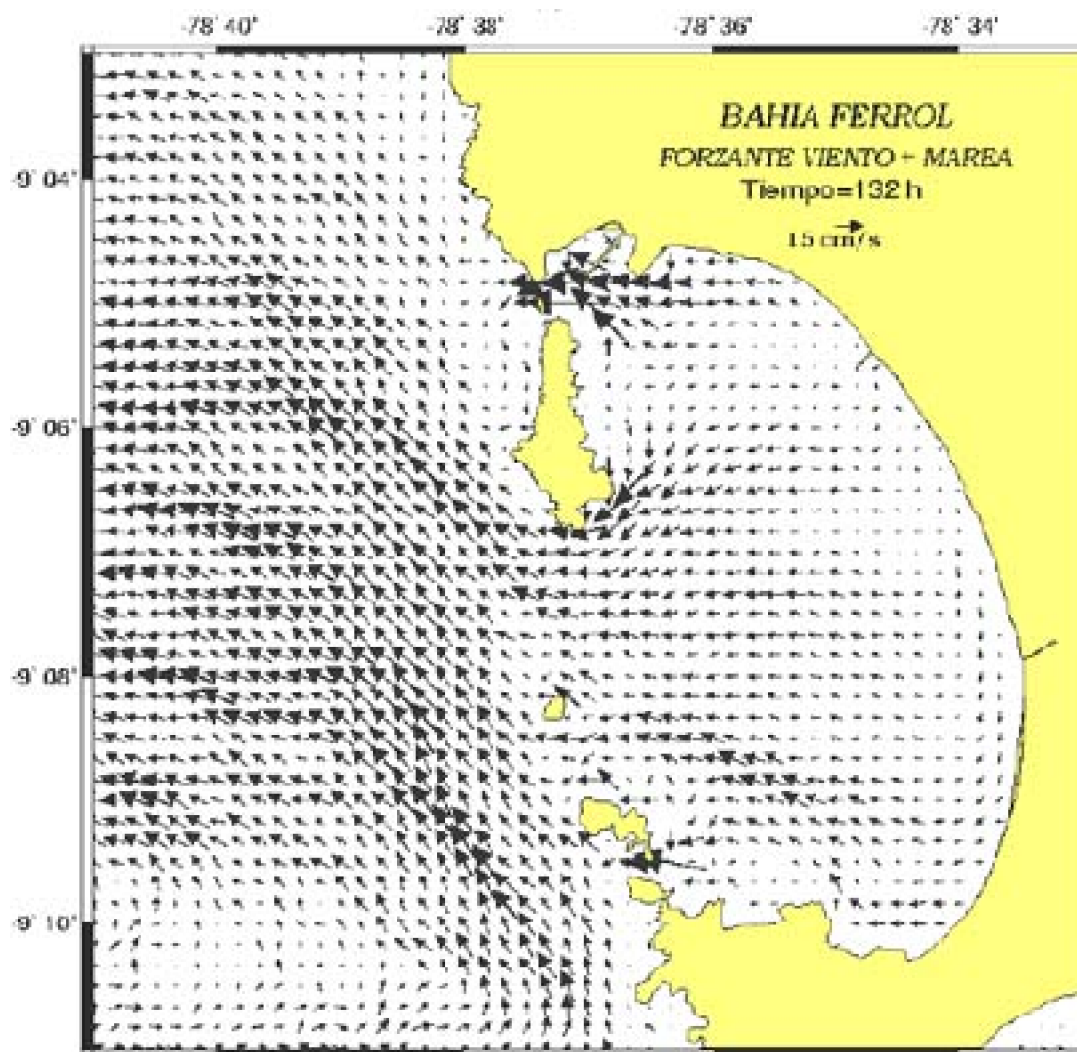


Fig 5.16. Simulación de corrientes superficiales (viento + marea) durante el quinto día de simulación a) 130 horas, b) 132 horas



**Simulación de corrientes:** Forzante viento + marea



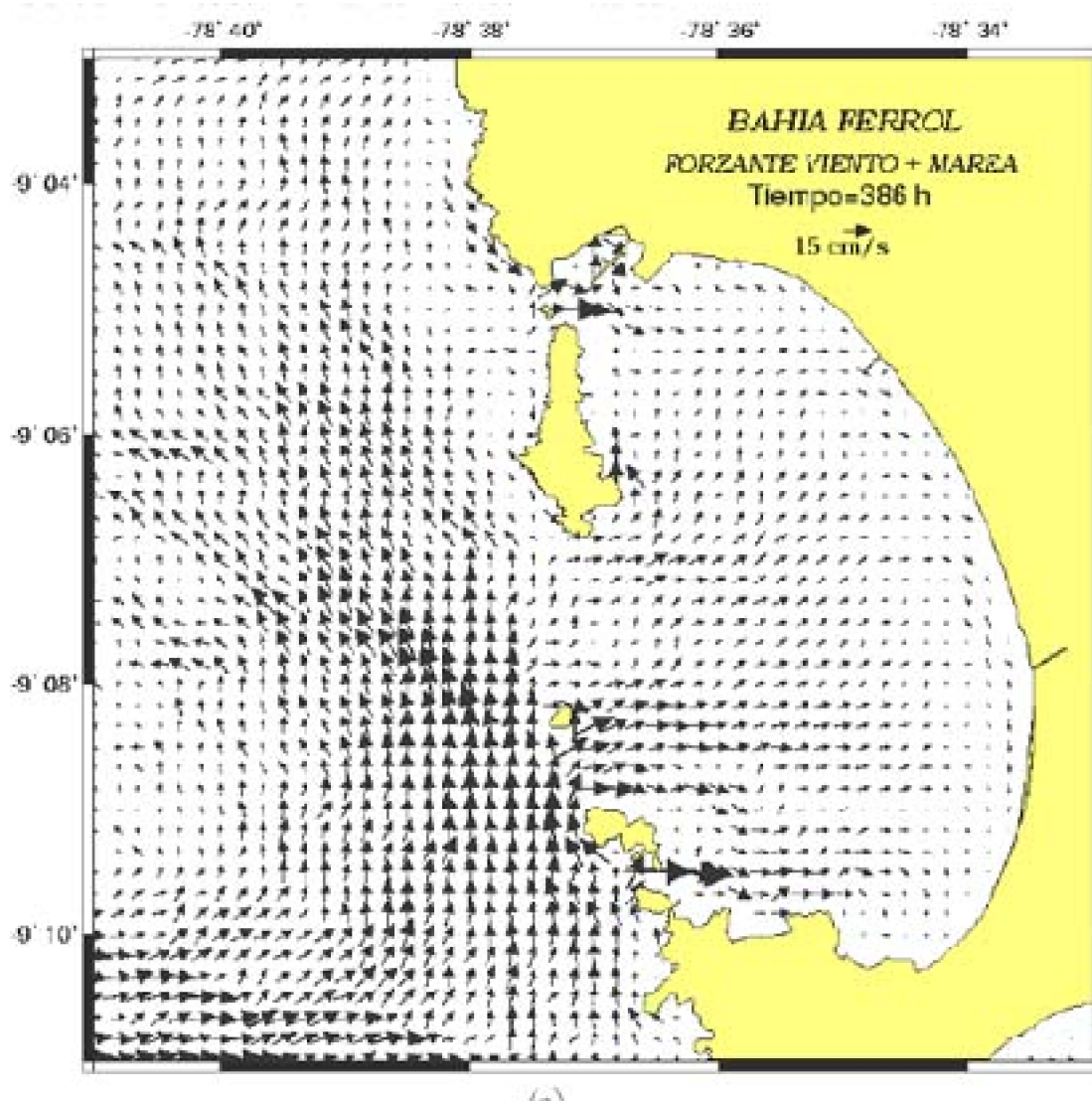
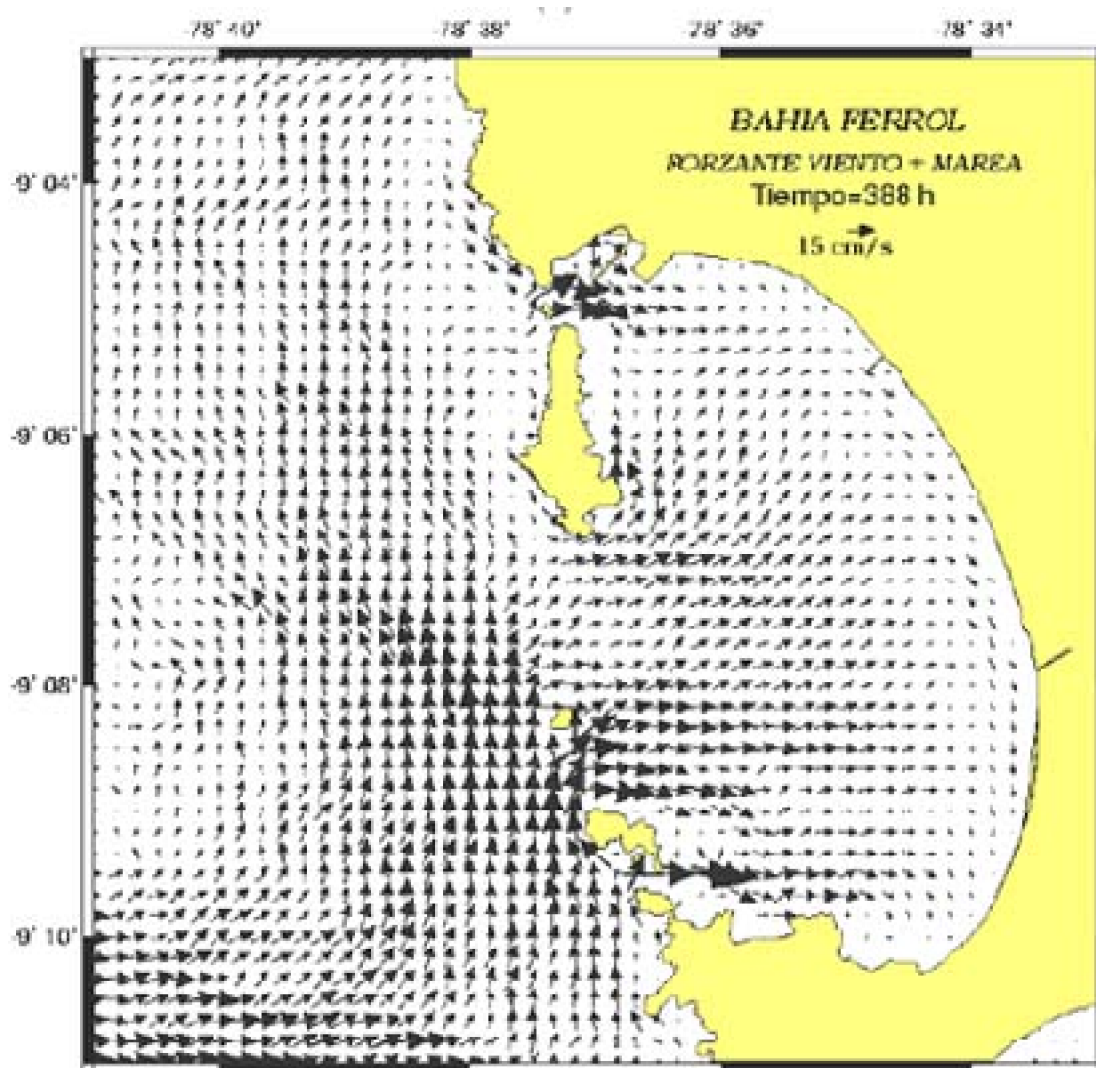


Fig 5.17. Simulación de corrientes superficiales (viento + marea) para el día 16, a) 386 horas, b) 388 horas



**Simulación de corrientes:** Forzante viento + marea

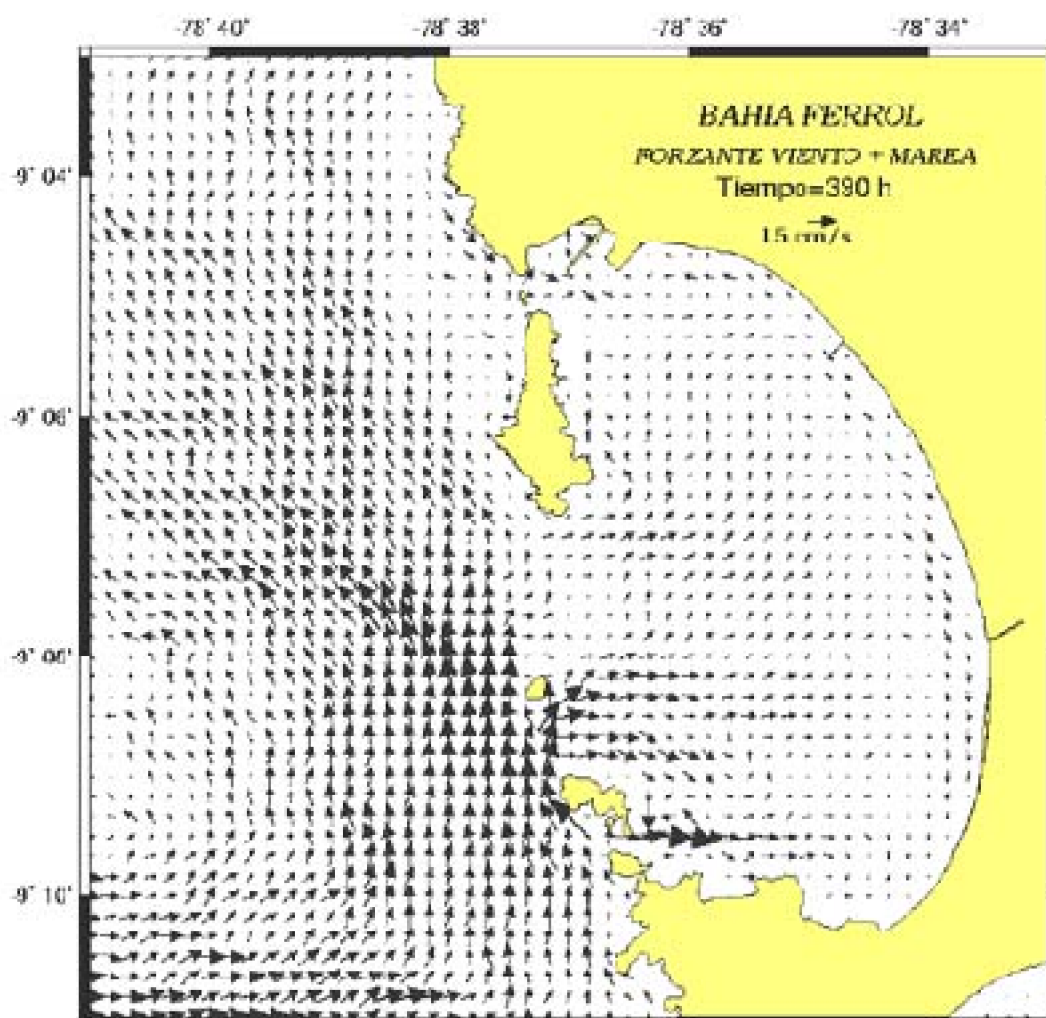
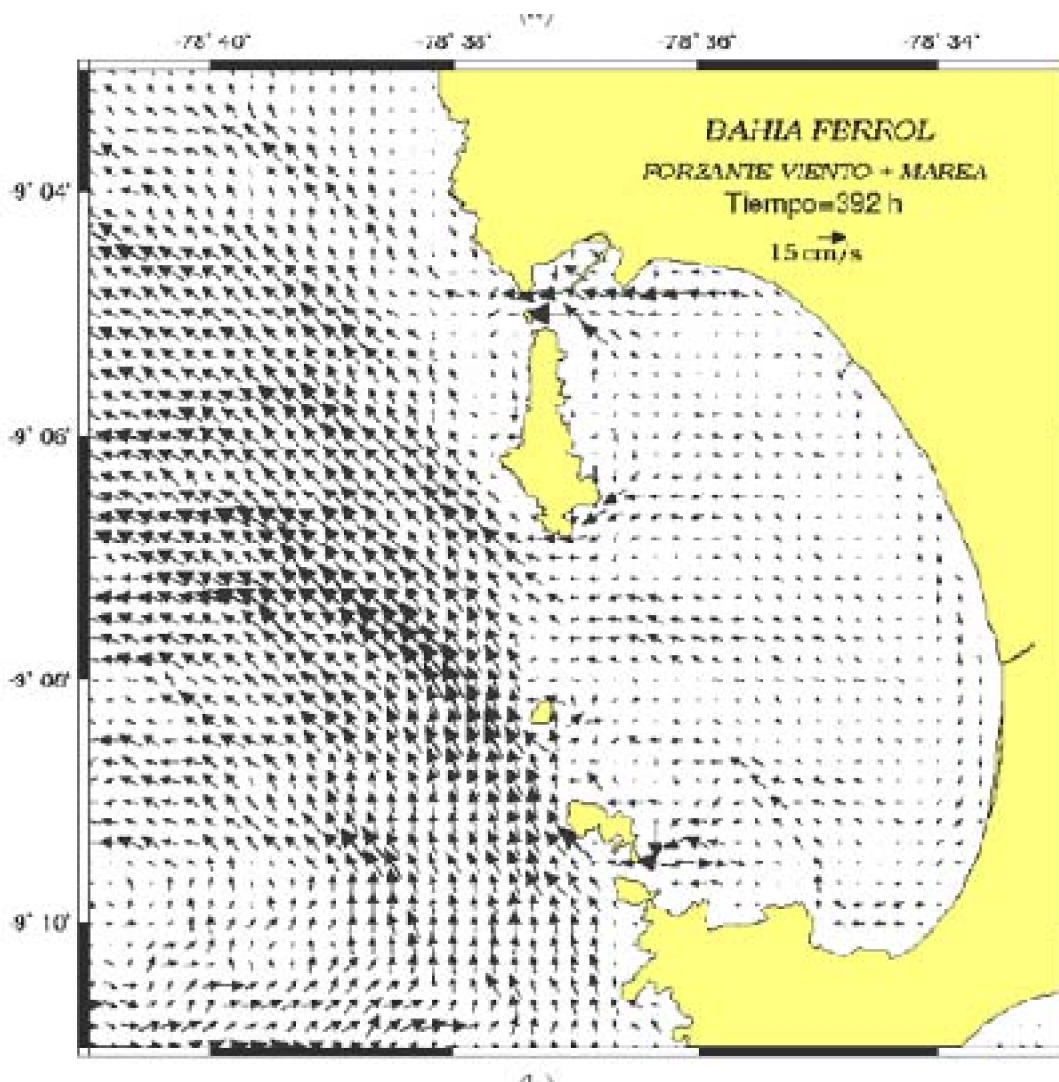


Fig 5.18. Simulación de corrientes superficiales (viento + marea) para el día 16 . a) 390 horas, b) 392 horas





Los resultados presentados en las figuras 5.14 – 5.18, nos dan una mejor representación de la circulación en la bahía, ya que se observan claramente la influencia de las forzantes de viento y marea.

Se observan dos zonas bien definidas:

- Dentro de la bahía: Donde el sistema de corrientes muestra una característica oscilatoria con flujos de entrada y salida, que corresponden a los periodos de marea ascendente y descendente respectivamente. Además de esto, se presenta mayor velocidad de corriente en la parte de norte de las bahía (paso del norte), con valores promedios de 15 cm/s. En la parte sur, las corrientes son más débiles, observándose que la dirección de la corriente, cerca de la zona de playa tiene dirección predominante hacia el sur. Estas características, hace que esta zona no tenga condiciones de recuperación o regeneración de aguas, ya que existe poco intercambio de aguas con su medio externo. Cualquier sustancia que sea arrojada quedará atrapada por la presencia de flujos de entrada y salida.

- Fuera de la bahía: El patrón de flujo es más definido, ya que la corriente principal tiene dirección norte, con velocidad promedio de 15 cm/s, mostrando durante los periodos

de marea ligeros cambios en la dirección del flujo. En esta zona es más notorio la influencia del viento en la generación de corrientes.

## **5.5 Validación de los resultados**

Una parte importante en un trabajo de modelamiento numérico, es la validación de los resultados. Para esto, es necesario contar con datos medidos en campo para que sean comparados con los resultados obtenidos con el modelo. Este paso es el que nos permite determinar la exactitud de nuestra simulación con lo sucedido en la realidad. A pesar de esto, muchas veces lo más difícil de conseguir son datos que sean adecuados para poder hacer una validación adecuada, ya muchos de estos son medidos por periodos cortos de medición que no serían representativos de lo que realmente sucede en la bahía.

Los resultados obtenidos con el modelo, en cuanto a velocidad de corriente, fueron comparados con los datos medidos en campo por el IMARPE que se presentaron en la tabla 4.2, mientras que los resultados del nivel del mar fueron comparados con los valores del nivel del mar publicados en la página web de la DHN.

### **5.5.1 Velocidad de corriente**

---

Los resultados de la comparación de las velocidades de corrientes calculadas por el modelo y las medidas en campo se muestran en la tabla 5.1:

**Tabla 5.1.- Comparación de velocidades de corrientes para periodo de marea ascendente.**

<b>long</b>	<b>lat</b>	<b>Estación</b>	<b>Medido (cm/s)</b>	<b>Calculado(cm/s)</b>	<b>dv</b>	<b>% error</b>
-78.6138	-9.07918	1	6.06	6.00	0.06	0.99
-78.6009	-9.07923	2	0.27	4.95	-4.68	1734.58
-78.6083	-9.09307	3	4.18	3.85	0.33	7.89
-78.59	-9.09533	4	1.75	1.52	0.23	13.14
-78.5775	-9.09422	5	3.94	3.42	0.52	13.20
-78.6006	-9.11383	6	2.19	2.27	-0.08	3.75
-78.586	-9.11383	7	1.70	1.68	0.02	1.30
-78.6	-9.13273	8	1.30	1.65	-0.35	26.92
-78.5687	-9.11462	9	5.30	2.50	2.80	52.83
-78.5806	-9.13389	10	4.80	3.10	1.70	35.42
-78.5913	-9.15015	11	5.50	3.90	1.60	29.09
-78.5648	-9.1336	12	2.73	2.70	0.03	0.93
-78.5712	-9.15002	13	4.90	3.50	1.40	28.57

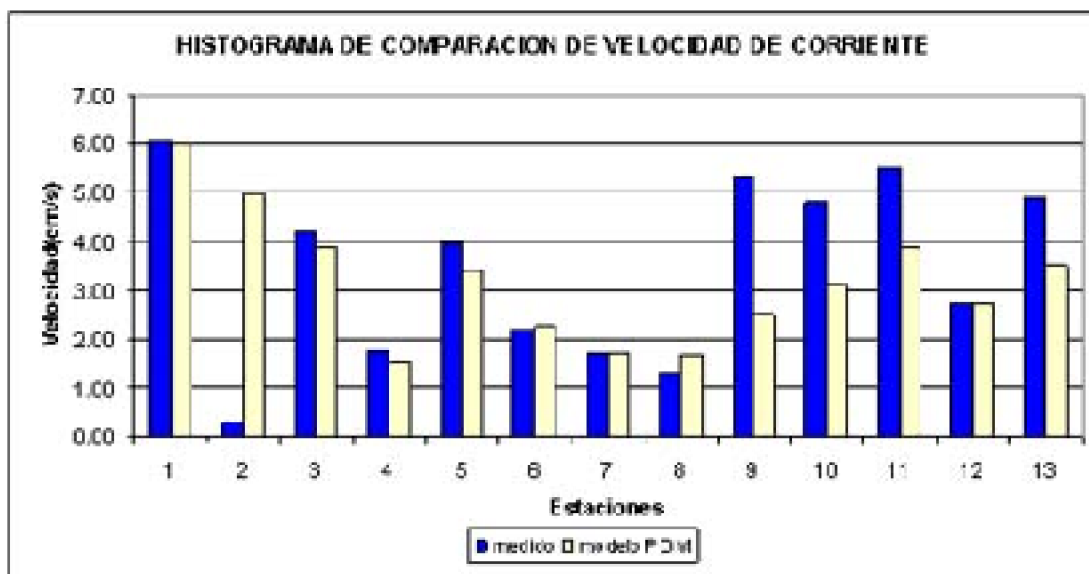


Fig. 5.19.- Histograma de comparación de velocidad de corriente del modelo POM y las medidas en campo.

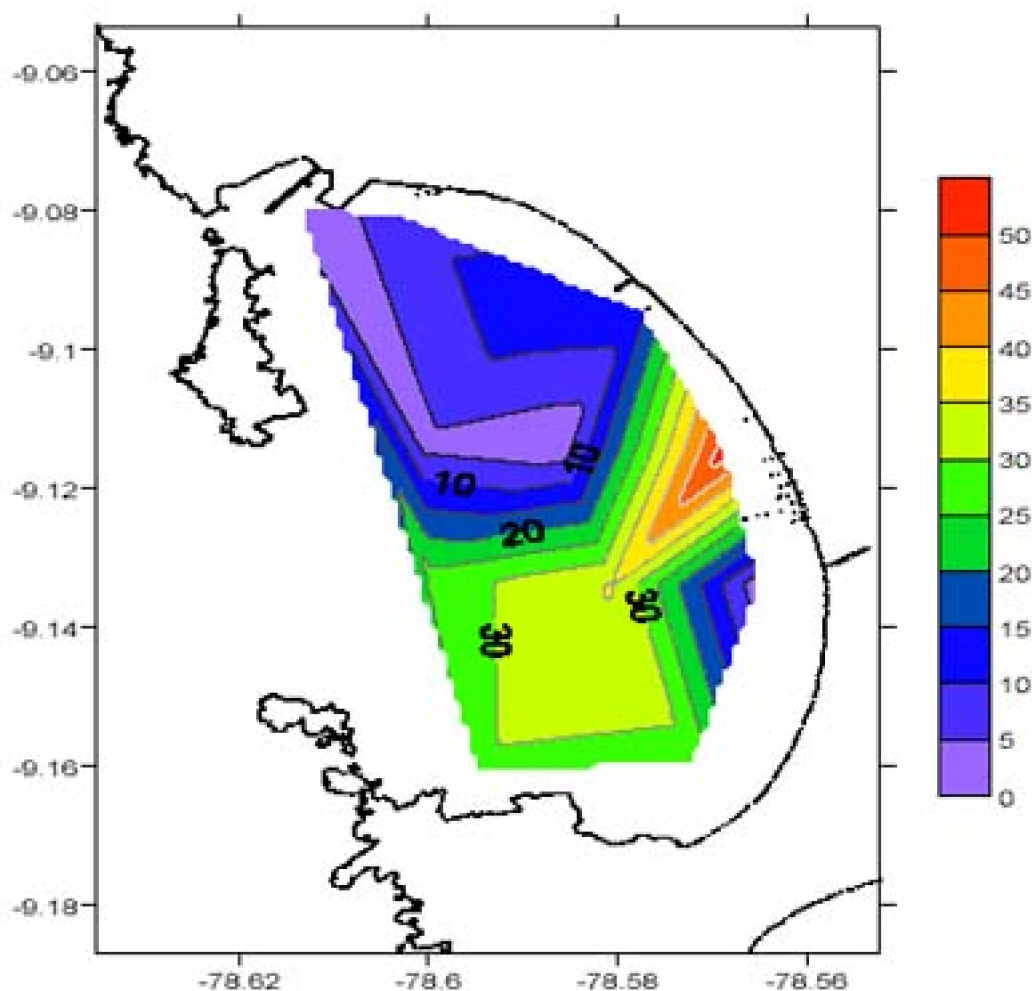


Fig. 5. 20.- Gráfico de los porcentajes de error del modelo POM en el cálculo de velocidad de corrientes.

Como se observaron en la tabla 5.1 y en las figuras 5.19 y 5.20, el modelo tiene menor porcentaje de error en el cálculo de la velocidad de corriente en la zona norte de la bahía, mientras que en la zona sur de la bahía se presentan mayor porcentaje de error. Sin embargo los resultados obtenidos con el modelo, están dentro del rango registrados por las mediciones de campo, ya que, a excepción de la estación 02, no se presentaron grandes diferencias entre los valores medidos y calculados.

Hay que tener en consideración que los datos de velocidad mostrados en la tabla 4.2 corresponden a periodos de medición muy cortas, por lo que la validación de los resultados mostrados en la tabla 5.1 sólo son referenciales.

### 5.5.2 Variación del nivel del mar

El resultado de la comparación de los niveles del mar calculados por el modelo y los datos de marea, se muestran en la siguiente figura:

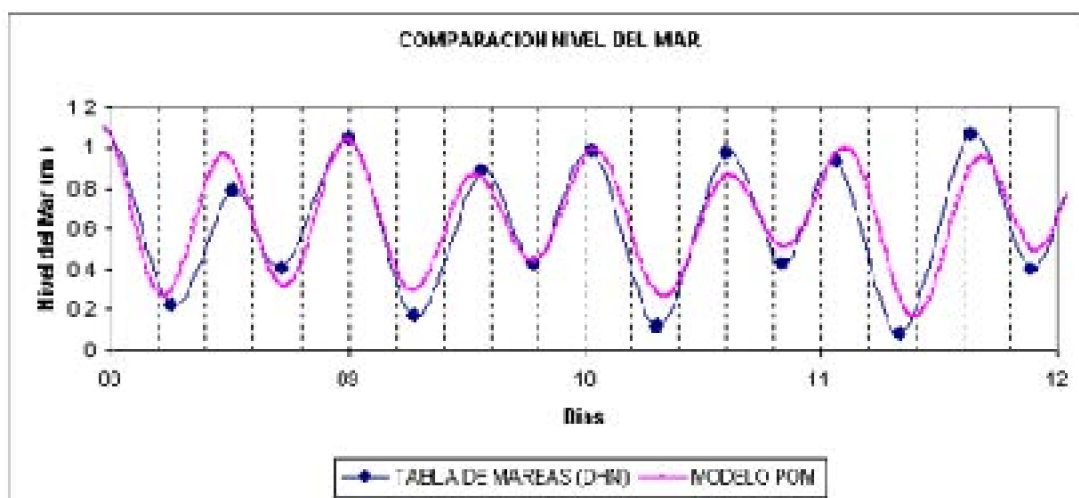


Fig. 5.21.- Comparación del nivel del mar calculado por el modelo POM y la tabla de mareas DHN.

Como se observa en la figura 5.21, los resultados calculado con el modelo se ajustan de manera adecuada en cuanto a fase a los datos de la tabla de mareas de la DHN, mientras que la amplitud se mantiene dentro del rango del valor de la tabla de mareas, por lo que se considera que los resultados del modelo POM son adecuados.



# CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

## 6.1 Conclusiones

Después de haber realizado las simulaciones de las corrientes superficiales en la bahía Ferrol, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. Con los resultados obtenidos, se concluye que la bahía no tiene condiciones para el recambio sus aguas con el medio externo, ya que se presentan flujos de entrada y salida con velocidades bajas, lo cual hace que cualquier sustancia que sea vertida dentro de la bahía quede atrapada dentro de la bahía, para que luego comience a sedimentarse en el fondo. Esta condición ha hecho que la bahía alcance su estado actual de contaminación extrema de sus aguas.

2. Como se observaron en las figuras 5.4 – 5.18, la principal fuente generadora de corrientes dentro de la bahía son las mareas. Dicha forzante hace que la circulación de la bahía se intensifique, presentando un régimen oscilatorio de entrada y salida de las corrientes (flujo y reflujo) con periodos aproximadamente de 6 horas. Las velocidades máximas, se presentaron durante los periodos de marea de sicigia, registrando valores máximos de 15 cm/s en la bocana norte de la bahía. De manera opuesta, las mínimas

velocidades correspondieron a los periodos de marea de cuadratura. Sin embargo, los valores de las velocidades de corriente son muy bajas comparadas con otras bahías del planeta, donde se presentan velocidades de corrientes mayores a los 30 cm/s.

3. La influencia del viento es muy débil dentro de la bahía (velocidades calculadas menores a los 3cm/s); pero su influencia se hace importante fuera de la bahía en áreas alejadas de la costa, pues se obtuvieron velocidades de hasta 15cm/s, tal como lo muestran las simulación de la figuras 5.4. El flujo neto de circulación fuera de la bahía tiene dirección Noroeste, lo cual es característico frente al litoral peruano.

4. El modelo calculó la variación del nivel del mar de manera adecuada, ya que los valores calculados por el modelo se encuentran dentro del rango de valores de la tabla de mareas de la DHN. En cuanto a fase, los valores obtenidos con el modelo se ajustan correctamente a los datos registrados en dicha estación.

5. Los resultados obtenidos son de mucha utilidad para realizar simulaciones de la dispersión de contaminantes en la bahía, empleando un modelo de dispersión de sustancias.

6. El modelo está sujeto a una revalidación de los resultados, debido a que los valores medidos en campo corresponden a periodos muy cortos de medición (en la mayoría de casos por 15 a 20 minutos) comparados con el tiempo de simulación del modelo; sin embargo los resultados obtenidos con el modelo nos muestran la influencia de las forzantes de viento y marea en la circulación de la bahía.

## **6.2 Recomendaciones**

Para futuros trabajos con modelos numéricos, se recomienda lo siguiente.

1. Realizar mediciones de corrientes en las estaciones ya establecidas. Dichas mediciones deben de ser por periodos más largos de medición y de manera simultánea (mínimo por tres meses) con el fin de poder captar las variaciones estacionales de las corrientes, y tener así una mejor representación de la circulación en la bahía, lo que nos permitirá mejorar los resultados obtenidos con el modelo.

2. Medir la velocidad y dirección del viento en varios puntos de la bahía y en forma simultánea, con la finalidad de tener una distribución más real del viento y poder complementarla con los datos globales.

3. Utilizar mallas anidadas que nos permitan trabajar con dominios más grandes y así poder determinar la influencia de la circulación de aguas profundas sobre la circulación de aguas poco profundas, empleando como información de entrada y de forzante, la información de las bases de datos globales y los resultados de los modelos globales de mareas y circulación.

4. Continuar los estudios de circulación con modelos numéricos similares al POM (ROMS, MIKE21, COHERENS, etc) , con el fin de realizar comparaciones con los resultados obtenidos en el presente trabajo.



5. Investigar los volúmenes de desechos y residuos industriales arrojados a la bahía, así como las descargas fluviales (del Río Lacramarca), con la finalidad de adaptar un modelo de dispersión de sustancias contaminantes y poder evaluar la distribución espacial y temporal de la concentración de contaminantes arrojados a la bahía, complementando de esta manera el presente trabajo de tesis.



---

## BIBLIOGRAFÍA

- Alan F. Blumberg and George Mellor, *A Description of a Three Dimensional Coastal Ocean Circulation Model*, Geophysical Fluid Program, Princeton University, Princeton, New Jersey 08544.
- Alvaro Montenegro Neto, *Estudo da Circulacao por Ventos e Marés na Baía de Todos os Santos e Plataforma Continental Adjacente. Simulacoes com o Modelo Oceanico da Universidade de Princeton(POM)*, Sao Paulo 1999.
- Alvaro Montenegro, Carlos Fonseca e Edmo J. D. Campos, *Implementacao do Modelo Oceánico da Universidade de Princeton para o Estudo da circulacao e dispersao de materias na Baía de Todos Os Santos – Bahia*.
- Armando Frias, Gonzalo Moreno, *Ingeniería de Costas*, Ed. Limusa, 1988.
- Arturo López García, *Guía de Programación en FORTRAN 95*, 2000, 236p
- Benoit Cushman – Roisin, *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Ed. Prentice Hall, 1998, 320p.
- Bernard Barnier, *Forcing The Ocean*, Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire des Ecoulements Geophysiques et Industriels, Grenoble, France. 1998
- Dale B. Hadvogel y Aike Beckmann, *Numerical Ocean Circulation Modeling*, Ed. Imperial College Press, 1999, 318p.
- David C. Chapman, *Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocena Model*, Journal Of Physical Oceanography, 1985.

Dinateresa Figueredo Gomes dos Santos Silva, *Estudo Numérico da Dinâmica da Constituinte M2 da Maré na Plataforma Amazônica*, Sao Paulo 1994.

Dirección de Hidrografía y Navegación – Marina de Guerra del Perú, pagina web:  
[www.dhn.mil.pe](http://www.dhn.mil.pe)

Dirección de Hidrografía y Navegación, Proyecto NAYLAMP, pagina web:  
[www.naylamp.dhn.mil.pe](http://www.naylamp.dhn.mil.pe)

Edmo Campos, *O Modelo Oceanico da Universidade de Princeton, Minicurso proferido no Instituto do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM*, Sao Paulo 1997.

Elbio D. Palma-Ricardo P. Matano, *On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode*, Journal Of Geophysical Research, Vol 103, NO. C1, Pages 1319-1341, January 15, 1998.

Felipe M. Pimenta – Edmo José Díaz Campos – Jerry Miller & Alberto Piola, A Numerical Study Of The Plata River Plume Along The Southeastern South American Continental Shelf, *Brazilian Journal of Oceanography*, 53(3/4):129-146, 2005

Franklin Pacheco Tena, *Oscilación en Regiones Costeras*, Lima 1989, 111pp. Tesis para optar el título de ingeniero mecánico de fluidos.

George Mellor, *Users Guide for A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean model*, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, July 1998.

George Mellor-Sirpa Hakkinen, Tal Ezer and Richard Patchen, *A Generalization of a Sigma Coordinate Ocean Model and an Intercomparison of Model Vertical Grids*.

Instituto del Mar del Perú (IMARPE) , *Prospección para la Evaluación de las Condiciones Ambientales y Sedimentológicas en la Bahía Ferrol – Chimbote 22 al 25 Junio 2002*.

Irving H. Shames, *La Mecánica De Los Fluidos*, Ed. McGraw-Hill, 1970, 590p.

Ivan Dias Soares, *Simplified Models of the Coastal circulation*, IAI/SACC Short Course, Rio Grande 2004.

Ivan Dias Soares, *Un modelo Numérico De Dispersao Oceanía: Aplicacoes Ao Canal De Sao Sebastiao E Adjacencias*, Sao Paulo 1994.

Jesús A. Vidal Cortés, *El lenguaje de programación AWK*, Madrid . Febrero 2002.

Joseph Pedlosky, *Geophysical Fluids Dynamics 2<sup>nd</sup> Edition*, Ed. Springer, 1987, 710p.

M.B. Abbott y D. R Basco, *Computational fluid Dynamics*, Ed. Longman Scientific & Technical, 1989, 425p.

Merle C. Potter David C. Wiggert, *Mecánica de fluidos 3<sup>era</sup> edición*, Ed. Thomson Editores, 2001, 770p.

Messinger y A. Arakawa, *Numerical Methods Used in Atmospheric Models*, GARP Publications Series, No. 17, 1976, 64pp

P. Montero V., *Estudio de la Hidrodinámica de la Ría de Vigo Mediante Un Modelo De Volúmenes Finitos*, España, Tesis Doctoral, 1999, 156p.

Peter C. Chu, Jian Lan, 2003, *Extremely Strong Thermohaline Sources Sinks Generated By Diagnostics Initialization*, Geophysical Research Letters, Vol 30.

Renato Menezes Castelao, *Circulacao e dispersao de materias pasivos na Bacia de*

- Santos. *Simulacoes numéricas com o modelo da Universidade de Princeton*. Sao Paulo 2001.
- Rick Salmon, *Geophysical Fluid Dynamics*, Ed. Oxford University Press, 1998, 378p.
- Soichiro Nakamura, *Análisis numérico y visualización gráfica con MATLAB*, Ed. Prentice Hall Hispanoamericana S.A, 1997, 476p.
- Tal Ezer and George Mellor, 1997, *Simulations of the Atlantic Ocean a Free Surface Sigma Coordinate Ocean Model*. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, N° 07, pages 15,647-15,657
- The Oceanography Course Team, *Ocean Circulation*, Ed. Open University, 2001, 286p.
- V. Yzocupe C, *2-D Hydrodynamic Modeling in Paracas Bay, Perú*. MSc. Thesis H.H 402, IHE-Delft, 2001, 74p.
- V. Yzocupe. *Modelo Numérico de Flujo Bidimensional de la Bahía de Paracas*. Revista de Investigación de Física, ISSN1605-7744 Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Volumen 5, pag. 1-9, 2002.
- Z. Kowalik – T. S. Murty, *Numerical Modelling of Ocean Dynamics*, Ed. World Scientific, 1993, 481p.

## Páginas web consultadas en el presente trabajo

Modelo POM : <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>  
GMT(Generic Mapping Tools) <http://www.gmt.soest.hawaii.edu/>  
Gnuplot <http://www.comnets.rwthachen.de/doc/gnu/gnuplot37/gnuplot>  
C-shell [www.cesca.es/es/supercomputacio/usrecursos/e\\_treball/cshell.html](http://www.cesca.es/es/supercomputacio/usrecursos/e_treball/cshell.html)  
Modelo TOPEX6.0 : <http://www.oce.orst.edu/po/research/tide/global.html>  
Google Earth: <http://www.googleearth.com>  
Sercomar: [http://www.sercomar.com.pe/Port\\_Chimbote.htm](http://www.sercomar.com.pe/Port_Chimbote.htm)



## ANEXOS

**Consultar el capítulo completo en:**

[http://www.cybertesis.edu.pe/sisbib/2006/guzman\\_ze/pdf/guzman\\_ze-TH.back.2.pdf](http://www.cybertesis.edu.pe/sisbib/2006/guzman_ze/pdf/guzman_ze-TH.back.2.pdf)